

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алтай-Саянская

Лист М-45 – Горно-Алтайск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2011

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ГОРНО-АЛТАЙСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «ГАЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алтай-Саянская

Лист М-45 – Горно-Алтайск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000)(571.15)

Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Шокальский С. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.+ 8 вкл.

Обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым Горного Алтая. Геологическая карта отражает современный уровень изученности региона.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

В комплект Гостеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 4, ил. 16, список лит. 453 назв., прил. 2.

Авторы

*Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Шокальский С. П., Русанов Г. Г.,
Борисов Б. А., Беляев Г. М., Леонтьева Е. М.*

Главный редактор *Шокальский С. П.*

Эксперты НРС *Блюман Б. А., Довбня А. В., Иогансон А. К., Кашин С. В.,
Борисов Б. А., Минина Е. А., Солдатов О. Б.*

Редактор Алтае-Саянской серии *Шокальский С. П.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 7 декабря 2006 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2011
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2011
- © Открытое акционерное общество «Горно-Алтайская экспедиция» (ОАО «ГАЭ»), 2011
- © Коллектив авторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Целевым назначением работ в соответствии с геологическим заданием являлось создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения, как комплексной геолого-информационной системы для наиболее рациональной прогнозной оценки минерально-сырьевого потенциала территории с выделением и локализацией площадей, перспективных на выявление месторождений стратегических видов минерального сырья.

Площадь листа М-45 в пределах Российской Федерации занимает территорию Горного Алтая между 49°35' и 52° с. ш. и 84° и 90° в. д., наиболее высокогорную часть Алтае-Саянской горной страны и всего пояса гор Южной Сибири. Площадь района исследований – 111 тыс. км². Административно ему соответствуют Республика Алтай, юг Алтайского края, а также западные части республик Хакасия и Тыва; на юге он ограничен Государственной границей России с Республикой Казахстан, Китайской Народной Республикой и Монголией (рис. 1).

Физико-географический очерк. На Алтае отчетливо проявлена ступенчатость горной страны с увеличением абсолютных отметок с северо-запада на юго-восток, вследствие чего в рельефе выделяются три высотных пояса – низкогорный, среднегорный и высокогорный. Субширотные высокогорные хребты юга Горного Алтая на север и северо-запад сменяются более чем десятью веерообразно расходящимися хребтами. К северной границе региона они постепенно снижаются. У северной рамки листа (к западу от долины р. Катунь) горные хребты обрываются к Западно-Сибирской равнине субширотным взбросо-надвиговым уступом высотой 300–500 м. Горным хребтам, как правило, соответствуют крупные приподнятые тектонические блоки, а долины и котловины приурочены к тектоническим блокам низкого стояния и зонам крупных разломов с высокой сейсмичностью. Складчато-глыбовые горы Алтая образовались в кайнозое на месте пенепленизированной в конце мезозоя горной страны, возрожденной в результате мощного горизонтального сжатия и скучивания континентальной коры. В орографическом плане Горный Алтай делится на Южный, Центральный, Восточный, Северо-Западный и Северо-Восточный [64, 118, 278].

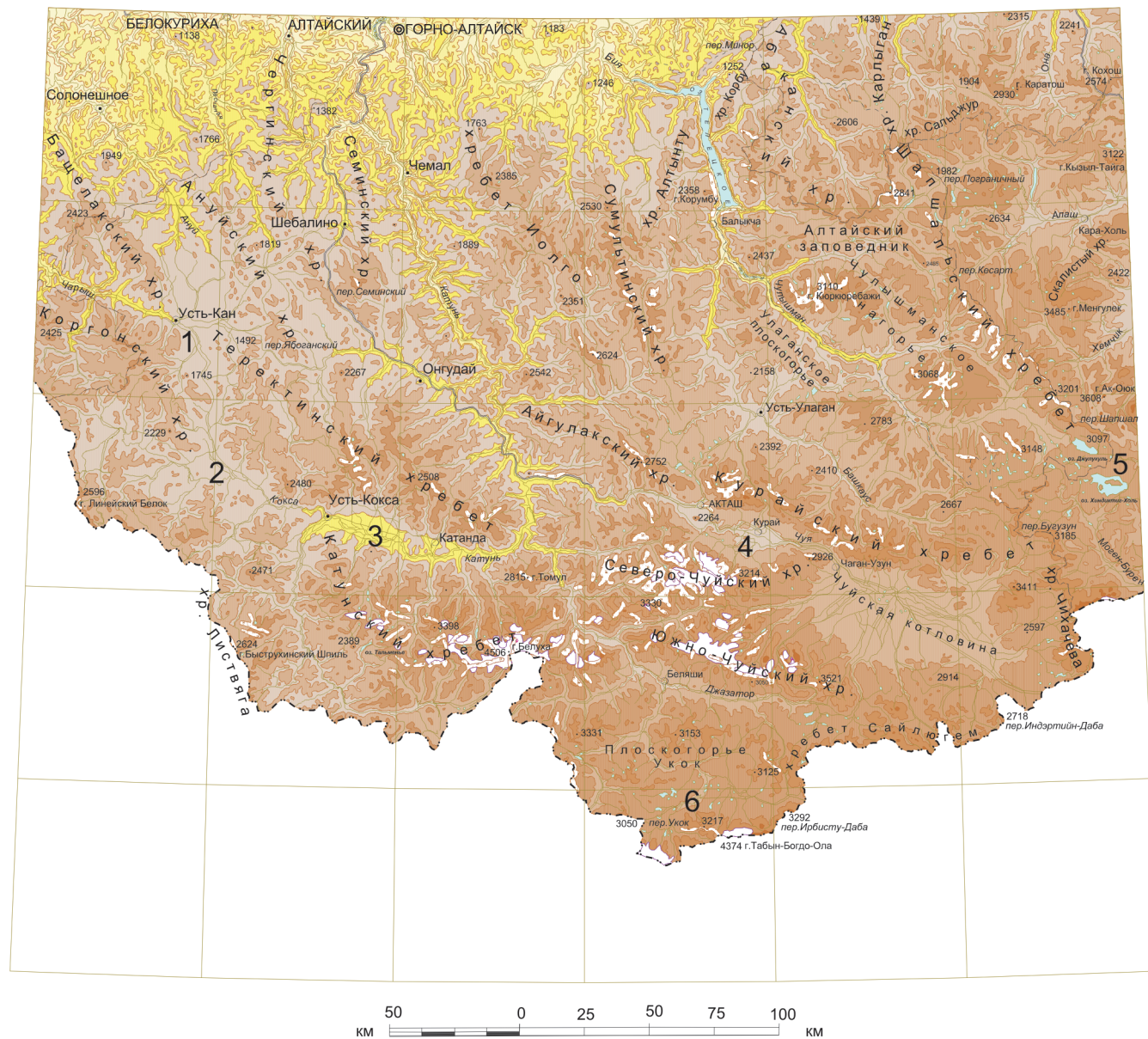
Южный Алтай в пределах России охватывает горный узел Табын-Богдо-Ола («Пять священных гор» в переводе с монгольского). Главная вершина узла – гора Найрамдал (4374 м). На территории России находятся крутые и высокие северные склоны с широко развитыми ледниковыми формами. Табын-Богдо-Ола знаменит не только тем, что здесь расположен

один из крупнейших ледников Алтая, но и тем, что он — часть мирового водораздела, разделяющего два гигантских водных бассейна: внутреннего бессточного Центрально-Азиатского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана.

Центральный Алтай — самая высокая ступень Горного Алтая — состоит из двух горных цепей субширотного простирания. Южная цепь образована Южно-Чуйским, Катунским хребтами и хребтом Листвяга, северная — Северо-Чуйским и Терехтинским хребтами. В Катунском хребте находится самая высокая вершина — гора Белуха (4506 м). К востоку, за долиной р. Аргут начинается Южно-Чуйский хребет, его максимальная отметка — 3936 м (гора Иикту). За долиной р. Карагем начинается Северо-Чуйский хребет (3700—3900 м), с максимальной отметкой — горой Маашейбаш в массиве Биш-Иирду (4177 м). К северо-западу от долины Катунки простирается Терехтинский хребет (2500—2900 м) с максимальной высотой 2926 м. Хребты Центрального и Южного Алтая имеют альпийский облик — пикообразные, покрытые «вечными» снегами и ледниками вершины, обрывистые склоны, прорезаемые ущельями рек. Между хребтами располагаются межгорные котловины — Абайская, Уймонская, Катандинская, Курайская и Чуйская. Чуйская впадина — самая крупная внутригорная котловина Алтая. Ее длина составляет 75 км, ширина до 30 км, высота днища 1800—2200 м. В котловинах развит аккумулятивный рельеф — ледниково-флювиогляциальный или озерно-аллювиальный, осложненный эрозионными останцовыми грядами и холмами. К югу от восточного окончания Катунского хребта за долиной р. Кокса протягиваются Караалахинские горы (максимальная отметка 3142 м), переходящие к востоку в более низкое плато Укок. Между платом Укок на севере и горным массивом Табын-Богдо-Ола на юге располагается высокоподнятая Бертекская котловина, выполненная мореной.

Восточный Алтай расположен к востоку от узла Табын-Богдо-Ола. Его составляют хребты Сайлюгем, Чихачева и Шапшальский. По двум первым проходит Государственная граница России и Монголии, третий является водоразделом бассейнов Оби и Енисея. На Сайлюгемском хребте преобладают высоты до 3000 м (максимальная отметка 3499 м — гора Саржематы), водоразделы преимущественно сглажены, в рельефе преобладают эрозионные формы. Хребет Чихачева состоит из нескольких отдельных массивов, высотой до 3700—4000 м (максимальная отметка 4029 м — гора Турген-Уул), отличается сочетанием ледниково-экзарационных (в поднятиях) и ледниково-аккумулятивных (в долинах и на плоских водоразделах) форм рельефа. Шапшальский хребет вытянут в северо-западном направлении, его высоты составляют около 3000 м (отдельные вершины поднимаются до 3500 м), обладает резко выраженным альпийским рельефом. Он образует несколько западных ветвей-отрогов, которые известны под названием Чулышманского нагорья (2200—3100 м). К востоку от Шапшальского хребта отходят на многие десятки километров субширотные отроги и разделяющие их троговые долины Саяно-Тувинской горной страны. Между Шапшальским хребтом и хр. Чихачева размещается Джулукульская котловина, с ледниково-аккумулятивным моренным рельефом и множеством озер.

Северо-Западный Алтай представлен хребтами средней высоты (1500—2500 м) северной и северо-западной ориентировки: Холзунским, Коргонским,



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

НАСЕЛЕННЫЕ ПУНКТЫ

- ⊙ ГОРНО-АЛТАЙСК Столица республики
- ⊙ Усть-Кокса Центры районов - села
- Балыкча Прочие населенные пункты

ГРАНИЦЫ

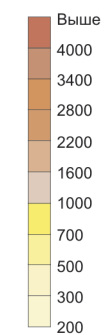
- государственные
- - - - - республики
- заповедника

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

- автомобильные дороги

- Озера пресные
- Реки
- Ледники
- × пер. Укок Перевалы, их названия
- 284 Отметка высот над уровнем моря

Шкала высот,
в метрах



хр. Ануийский Орографические названия

- На карте цифрами обозначены:
- 1 – Канская котловина
- 2 – Абайская котловина
- 3 – Уймонская долина
- 4 – Курайская степь
- 5 – Джулукульская котловина
- 6 – Бертекская котловина

ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕК

№ п/п	Река	Площадь водосбора, км ²	Длина реки, км	Уклон, м/км	Средний годовой расход, м ³ /с	Наибольший наблюдаемый расход воды, м ³ /с
1	Катунь	60900	680	2,5	640	5520
2	Аргут	7070	163	9,6	92	918
3	Чуя	10900	281	10,0	42	293
4	Кокса	5600	177	6,6	85	716
5	Урсул	3080	97	9,3	18	218
6	Бия	36900	280	1,0	477	5040
7	Чулышман	16600			155	2400
8	Ануй	6930	327			
9	Саракокша	3100	100	13,0	60	832

Рис. 1. Орографическая схема листа М-45.

Башчелакским, Ануьским, Чергинским, Семинским. В большинстве своем это плосковерхие крутосклонные гольцовые горные массивы с фрагментами древнего пенеппена и глубинной эрозийной расчлененности до 500–600 м. Башчелакский и Теректинский хребты разделены Канской котловиной с радиальной системой речных долин, разделенных невысокими грядами.

Северо-Восточный Алтай располагается между Северо-Чуйским и Теректинским хребтами на юге, Шапшалским — на востоке. Его высочайший хребет — Курайский (с отметками до 3000–3400 м). К северо-западу он продолжается Айгулакским хребтом (с отметками высот до 2752 м). На север от Айгулакского хребта веером расходятся средневысотные хребты — Куминский, Иолго, Сумульгинский и Алтынту. На север они постепенно снижаются. К востоку от Телецкого озера и параллельно ему простирается хребет Корбу, еще дальше — Абаканский. Эти хребты и Чулышманское плоскогорье к востоку от них расчленены глубокими (с врезами до 1 км) крутосклонными речными долинами Чулышмана и Башкауса. Хребты украшены каровыми лестницами, разделены глубокими троговыми долинами, а вершины Курайского хребта имеют типичный альпийский облик.

Реки территории представлены водотоками бассейна р. Обь, и лишь верховья рек на северо-востоке площади принадлежат к бассейну р. Енисей. Средний многолетний сток рек Горного Алтая равен $42 \times 10^9 \text{ м}^3$ в год, что составляет 94 % от объема годового стока Оби у г. Барнаул и 77 % вблизи г. Новосибирск. В связи со значительной увлажненностью Алтая речная сеть на рассматриваемой территории развита достаточно сильно. Число рек и водотоков в Горном Алтае, по последним данным, равно 20 188. Общая длина их достигает 62 555 км, причем 95 % количества рек и 60 % их длины составляют малые реки длиной менее 10 км. Уклоны рек достигают наивысших значений в верховьях (20–130 м/км), в среднем и нижнем течении быстро уменьшаются (от 20 до 3 м/км). На некоторых участках рек, несмотря на большие высоты (например, в Чуйской котловине), наблюдаются малые уклоны, и реки приобретают черты водотоков равнинного типа. Реки Горного Алтая несудоходны из-за бурного течения и многочисленных порогов.

7000 озер Горного Алтая имеют водное зеркало площадью 600 км², причем 223 км² приходится на знаменитое Телецкое озеро. Оно заполняет узкую впадину тектонического (рифтового) происхождения, обработанную древним ледником. Максимальная ширина озера 5 км, длина 80 км, максимальная глубина 325 м. Оно вмещает 40 км³ воды. Почти 70 % воды в озеро приносит р. Чулышман, 98 % стока из озера — р. Бия. Более мелкие озера Горного Алтая — каровые, моренные, моренно-подпрудные. Наибольшее из этих озер — Джулукуль, расположено в пределах Джулукульской котловины на высоте 2200 м. При длине 10 км оно имеет глубину менее 7 м. Моренно-подпрудные озера Тальменье, Кучерлинское, Мульгинское, Шавлинское достигают 2–5 км в длину и характеризуются значительной глубиной (до 30–50 м).

Ледники на территории Республики Алтай сконцентрированы в ее южной, наиболее высокогорной части. В каталоге ледников Алтая учтено 1330 ледников общей площадью 890 км². Вычисленный объем льда составляет 57,3 км³, или 52,0 км³ воды. Занимая менее 1 % территории Алтая, ледники

дают от 8 до 13 % объема стока рек. В горах Алтая восемь центров оледенения: массив горы Белуха, горный узел Биш-Иирду в Северо-Чуйском хребте, Талдурино-Аскольский в Южно-Чуйском хребте, Южно-Алтайский, Западно- и Восточно-Катунские. Самый крупный центр оледенения — горный узел Табын-Богдо-Ола расположен за пределами России, и только его северный край питает реки плоскогорья Укок. Толщина льда в ледниках Алтая невелика: Большого Актру — 92 м, Бол. Талдурино — 175 м. Скорости движения льда составляют 80—120 м в год в районе фирновой линии.

Чрезвычайно разнообразны климатические условия района. Среднегодовые температуры изменяются от 3,6 °С (район оз. Телецкое) до -6,7 °С (с. Кош-Агач). Наиболее высокие положительные температуры наблюдаются в июле—августе и составляют +36—38 °С. Максимальные отрицательные температуры (-62 °С) зафиксированы в Чуйской степи. Сумма осадков в среднем составляет 500—700 мм в год, при этом она варьирует от 400—500 мм в засушливой северо-западной и южной частях территории (Курайская и Чуйская степи) до 1000 мм в год на северо-востоке — в районе Телецкого озера.

Для Горного Алтая характерно большое разнообразие мозаично распределенных ландшафтов (от нивальных до опустыненных степных). Доминируют три группы ландшафтных поясов: высокогорные альпийско-тундровые, горно-лесные и горно-степные. *Высокогорные ландшафты* характерны для районов, расположенных выше 1900—2000 м. Формирование их определяется суровыми климатическими условиями, преобладанием твердых осадков над жидкими, значительным расходом тепла, наличием современного оледенения. *Горно-лесные ландшафты* занимают больше половины площади Алтая и представляют собой участки низко- и среднегорий, покрытых лиственничными, пихтовыми, кедровыми, сосновыми и мелколиственничными, реже осиново-пихтовыми (таежными) лесами в сочетании с лугами и болотами. Высота ландшафтных границ сильно изменяется в зависимости от географического расположения. В частности, наблюдается снижение их к западу и северо-западу. *Горно-степные ландшафты* развиты большей частью в северо-западной низкогорной части Алтая, а также встречаются в межгорных котловинах или на южных склонах хребтов. У северной рамки листа к западу от р. Катунь низкогорные лесные ландшафты граничат со *степными ландшафтами* Предалтайской равнины.

Наиболее густонаселенным районом территории является его северо-западная часть, административно входящая в состав Алтайского края (Солонешинский и Алтайский районы). Здесь население (более 40 тыс. чел.), занятое скотоводством и земледелием, сосредоточено в селах. Наиболее крупные из них — Алтайское, Белокуриха и Солонешное. Республика Алтай занимает 77 % площади и включает 10 районов с административными центрами в поселках Майма, Кош-Агач, Онгудай, Усть-Улаган, Усть-Кан, Усть-Кокса, Чемал, Чоя и Шебалино. Население — 180 тыс. человек. Административный центр республики — г. Горно-Алтайск. Ведущими типами хозяйственной деятельности являются животноводство и лесное хозяйство. Горнодобывающая промышленность представлена действующим рудником «Веселый», ведущим разработку Синюхинского золоторудного месторождения, и Акташским рудоуправлением, производящим переработку ртути-

содержащих руд. Территория республик Хакасия и Тыва в пределах листа М-45 практически не заселена, что обусловлено высокогорными суровыми природно-климатическими условиями этих мест и их удаленностью от дорог. Главной, технически оснащенной, транспортной магистралью региона является автодорога федерального значения Новосибирск–Ташанта (Чуйский тракт), пересекающая Горный Алтай в его средней части с северо-запада на юго-восток. Другие дороги, в том числе тракты с гравийным покрытием, соединяют административные центры и наиболее крупные поселки. Ближайшая железнодорожная станция находится в г. Бийск в 100 км от северной границы листа М-45.

В тектоническом отношении территория листа представляет собой сложный узел сочленения крупных геологических структур, большей своей частью представленных вне российской половины листа М-45, на смежных листах российской геологической карты миллионного масштаба и на территориях сопредельных государств – Казахстана, Китая и Монголии. С одной стороны, такая позиция российской части Горного Алтая делает ее ключевым регионом для значительного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. С другой стороны, понять геологию российского Алтая невозможно без привлечения геологических данных по прилегающим территориям Казахстанского, Китайского, Монгольского Алтая и смежным российским регионам: Салаиру, Кузнецкому Алатау и Горной Шории, Степному Алтаю, Западному Саяну, Юго-Западной Туве и Хакасии. В строении района принимают участие сильно дислоцированные геологические образования широкого возрастного диапазона, разнообразные в вещественном отношении. Минералогическая специализация региона – железо, марганец, золото, серебро, вольфрам, молибден, ртуть, кобальт, медь, висмут, скандий, литий, бериллий, тантал, флюорит, поделочные камни. Профилирующие полезные ископаемые – железо, вольфрам, ртуть и золото.

Геологическая изученность. Первые систематизированные сведения о геологическом строении Алтая относятся к середине XIX столетия, когда в 1845 г. П. А. Чихачевым была составлена сводная карта масштаба 1 : 1 000 000 Русского Алтая. К 1920-м годам работами А. П. Гельмерсена, Б. Ф. Кота, Г. Е. Щуровского, Б. К. Поленова, Н. А. Соколова, В. А. Обручева и др. были собраны сведения, позволившие получить первую характеристику геологического строения и полезных ископаемых Алтая. До 1940-х годов геологические исследования носили в основном рекогносцировочный характер. С конца 40-х годов сотрудниками ВАГТ и ЗСГУ в районе проводится геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, а также поисковые, геофизические, геохимические и тематические работы.

Важным этапом в изучении территории Горного Алтая явилось полистное опубликование в конце 50-х–начале 60-х годов Госгеолкарты-200 первого издания, которое охватило всю территорию листа М-45 и стало отправной точкой всех дальнейших геологических исследований. В 1950 г. была опубликована первая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа М-45, а в 1958 г. геологическая карта Алтая масштаба 1 : 500 000 с объяснительной запиской. В ней классик алтайской геологии В. П. Нехорошев обобщил и систематизировал уже довольно многочисленные к этому вре-

мени данные о геологии, тектонике и металлогении Алтая, в большей мере – Рудного, в гораздо меньшей степени – Горного [171].

В 1970-х годах на базе Госгеолкарты-200 с учетом результатов крупномасштабных работ, геолого-геофизических и тематических исследований, под редакцией Д. П. Аврова была составлена и издана Госгеолкарта масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) на территорию листа М-(44), 45 [57]. В 1972–1975 гг. геологами ПГО «Запсибгеология» под руководством В. И. Зиновьева составлена и издана в 1973 г. во ВСЕГЕИ геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1 : 500 000. На ее основе в 1972–1984 гг. были составлены тектоническая карта и комплект металлогенических карт по основным видам полезных ископаемых этого же масштаба Ю. Д. Скобелевым, А. С. Бартевым, М. И. Селиверстовой и др.

В 1972–1992 гг. на территории листа геологами ПГО «Запсибгеология» в больших объемах проводились крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы, включая полистную и групповую съемку и аэрофотогеологическое картирование. Эти работы были сосредоточены в горнорудных районах: Холзуно-Белорецком железорудном, Синюхинском золоторудном, Курайском редкометалльно-ртутнорудном, Юстыдском редкометалльно-сереброрудном и Калгутинском редкометалльном. Заснятая в крупном масштабе территория составляет 43 %, площади листа, при этом половина съемок была проведена до 1980 г. и материалы в значительной мере устарели. Наиболее основательные геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, материалы которых были использованы в качестве опорных для создания настоящей карты, были проведены в последние десятилетия в северной [320, 351, 353, 372, 402] и южной [316, 317, 340, 369] частях района. Составление крупномасштабных карт сопровождалось составлением опорных легенд, с помощью которых наборы картографируемых геологических подразделений упорядочивались в рамках утвержденных структурно-формационных зон и обеспечивалась определенная унификация геологических карт. Крупномасштабная геологическая съемка в конце 70-х–80-х годах сопровождалась тематическими исследованиями: палеонтологическими под руководством Ю. С. Надлера, З. Е. Петруниной, Я. М. Гутака, петрогеохимическими, геохронологическими (Н. Н. Амшинский, В. А. Зыбин, О. И. Никонов, С. П. Шокальский, А. Г. Владимиров), систематическим изучением галек магматических пород в разновозрастных конгломератах (Ю. С. Носков), металлогеническими (Н. И. Уразлин, А. А. Оболенский, Б. Н. Лузгин, А. В. Кривчиков). В это время были созданы первые базы палеонтологических и петрохимических данных по всей территории деятельности ПГО «Запсибгеология» и на этой основе составлена первая в стране Карта магматических комплексов западной части АССО на количественной петрохимической основе (ред. О. И. Никонов).

В начале 1990-х гг. на территории листа геологами ФГУГП «Запсибгеолсъемка» и ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» было начато полистное геологическое доизучение (ГДП-200), с подготовкой к изданию комплектов первых цифровых карт второго поколения. К 2002 г. удалось завершить изданием работы на пяти листах: М-45-ХV [303], М-45-VII [266], М-45-I, II [140, 367], М-45-III [264]. Эти карты уступают своим предшественницам по уровню картографического дизайна (переходный период от традиционной к цифровой картографии), но высокоинформативны по объему и ка-

честву палеонтологических и аналитических материалов, сопровождающих геофизических карт, космофотоматериалов, баз данных по полезным ископаемым.

Важным этапом в обобщении и систематизации накопленных в течение периода крупномасштабных исследований материалов по геологическому строению и металлогении территории на современном уровне геологических знаний стало составление серийной легенды Алтайской серии для целей ГДП-200 [449]. В этой работе приняли участие многие ведущие геологи-съемщики из разных экспедиций, палеонтологи, петрологи, специалисты по компьютерным технологиям. Межрегиональная корреляция в рамках работ по составлению и взаимоувязке серийных легенд сопровождалась совместными полевыми исследованиями, опробованием, аналитической. Работы по систематизации геологических знаний по территории Алтая продолжены в рамках объекта по составлению ГИС-Атласов Российской Федерации [318]. С 2002 г. проводится переоценка золоторудного потенциала Алтая, сопровождаемая специализированными на золото прогнозно-поисковыми и опережающими геолого-геохимическими работами.

Геофизическая изученность. С 1950-х годов проводится систематическое геофизическое изучение территории [343, 344, 358, 360, 382, 387, 404, 439, 441]. Наряду с полистной магнитной и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, площадь региона дважды покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000, гравиметрической и аэrorадиометрической съемками масштаба 1 : 200 000, за исключением небольших труднодоступных закрытых ледниками приграничных площадей на юго-востоке Республики Алтай. Крупномасштабные геофизические работы – такие как гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 проведена только в некоторых горнорудных районах. Наземная магнитная съемка, электроразведка проводились эпизодически в районах месторождений и перспективных рудопоявлений. Аэромагнитная съемка масштабов 1 : 25 000–1 : 50 000 охватывает территорию рассматриваемого региона на 70 %, в том числе на 40 % – в комплексе с аэрогаммаспектрометрической съемкой. По материалам данных работ получены сведения о глубинном строении района, охарактеризованы тектонические блоки и региональные геологические структуры, уточнено положение границ минерогенических подразделений. В результате геофизических исследований создан фонд перспективных аномалий, рекомендованных для дальнейшей постановки исследований с целью поисков золоторудных, железорудных, ртутных, редкометалльных месторождений.

Геохимическая изученность. В комплексе с геологосъемочными, поисково-съемочными работами применительно к масштабу 1 : 50 000 проводилось геохимическое изучение территории. Основными видами геохимических исследований являлись литохимические поиски по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния; гидрохимическое, гидрогеохимическое и радиогидрогеологическое опробование. На площадях многих месторождений проводилось металлометрическое опробование масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000. Вследствие низкой чувствительности анализов в 1950-х–1960-х годах, геохимические исследования тех лет оказались малоинформативными. Более качественны исследования 1970-х–1980-х годов. Существенным недостатком проведенных геохимических работ является систематическое отсутствие ана-

лизировать на золото, что на десятилетия отодвинуло объективную оценку золоторудного потенциала территории. Сводки о проведенных на разных площадях листа геохимических исследований приведены в отчетах П. И. Корощенко [357], Л. Н. Тумановой [436], В. И. Неминушей [395] и А. В. Крыловой [371]. В этих работах сведены и систематизированы результаты геохимических исследований различного масштаба, проведенных при геологосъемочных и поисково-оценочных работах, дан анализ их соответствия требованиям тех периодов, проведены опытно-методические исследования на участках крупных месторождений, составлены ландшафтно-геохимические, регистрационные карты геохимических аномалий, прогнозные геохимические и геоэкологические карты.

В 2001 г. составлена геохимическая основа Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа М-45, где впервые в регионе минерагеническое районирование осуществлено с учетом возрастной и пространственной приуроченности минерагенических зон и областей к бассейнам седиментации, вулканоплутоническим поясам и областям, определены геохимические типы ассоциаций химических элементов выделенных геологических комплексов, структурно-тектонических подразделений, аномально-геохимических полей, дана оценка геоэкологической ситуации региона [346].

Большой вклад в изучение геологического строения региона был внесен при проведении в регионе тематических работ по частным и общим вопросам стратиграфии, палеонтологии, магматизма, метаморфизма, изотопному геохронологическому датированию, тектоники и металлогении, которые в настоящее время ведут на всей площади листа М-45 ОИГГиМС СО РАН, Институт геологии нефти и газа, СНИИГГиМС, ВСЕГЕИ, Томский госуниверситет, Томский политехнический университет, Новокузнецкий педагогический университет, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», ФГУГП «Запсибгеолсъемка» и ряд других организаций. Тематические работы в значительной степени способствуют актуализации геологической информации, эффективности металлогенического анализа в регионе и смежных территориях, помогают определить направления дальнейшего геологического изучения Алтая. Результаты этих исследований изложены в фондовых отчетах, опубликованных статьях и монографиях, значительная часть которых приведена в обширном списке литературы.

Современная изученность региона оказывается очень неравномерной. После первого издания Госгеолкарты-200, обеспечившей относительно равномерную изученность Горного Алтая на то время, с 1960-х годов практически все средне- и крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы были сосредоточены в известных горнорудных районах, в результате чего остальные обширные территории (35 тыс. км² – 32 %) остаются неизученными. Таким образом, дальнейшее наращивание минерально-сырьевого потенциала региона напрямую связано с постановкой среднесмабных геологосъемочных работ на слабоизученных площадях.

Камеральные и аналитические работы осуществлялись во ВСЕГЕИ и ОАО «Горно-Алтайская экспедиция». Полевые работы выполнялись Региональной партией ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» с июля 2002 г. по июнь 2005 г. При составлении графической и текстовой части отчета ис-

пользованы фондовые материалы средне- и крупномасштабных геологосъемочных, поисковых и тематических работ за последние 50 лет, представленные ФГУ Алтайский ТФГИ, ФГУ Горно-Алтайский ТФГИ, ФГУ Кузбасский ТФГИ, ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю», ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», опубликованные источники. Карты составлены на единой сертифицированной топографической основе масштаба 1 : 1 000 000, подготовленной Главным научно-исследовательским информационно-вычислительным центром по заказу МПР РФ. При отрисовке карт проведение геологических границ контролировалось данными геофизических исследований и дистанционного зондирования с использованием геофизической и дистанционной основ, подготовленных ВИГР «Рудгеофизика» и ВНИИКАМ. Геологическая легенда и схема корреляции геологических подразделений составлены на основе серийных легенд Алтайской, Кузбасской и Западно-Саянской серий листов Госгеолкарты-200 [391, 449], легенды Алтае-Саянской серии листов Госгеолкарты-1000, схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [283] и авторских материалов. Все принятые в данном отчете изменения возраста и объема подразделений обосновываются геологическими, палеонтологическими и другими данными, полученными в основном в последние годы при проведении завершенных и незавершенных работ по ГДП-200, а также в результате изотопно-геохронологических исследований по программе Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ. В состав базы данных нами включены палеонтологические и геохронологические данные, любезно переданные проф. Н. В. Сенниковым и к. г.-м. н. Н. Н. Круком. Авторы выражают им свою глубокую признательность.

Комплект карт подготовлен в среде GIS Arc View 3.2a. Макеты карт для печати сформированы в формате Corel Draw 12, базы данных – в MS Access 2000, DBF, текст – MS Word 2000.

В камеральных и полевых работах принимали участие: начальник партии С. И. Федак, ведущие геологи Ю. А. Туркин, А. И. Гусев, Г. Г. Русанов (с 1.01.2005 г.), О. В. Первухин, геолог II категории О. И. Милькина, геолог Ф. Г. Рузаева. Общее руководство работами осуществлялось руководителем проекта С. П. Шокальским (ВСЕГЕИ) и главным геологом ОАО «ГАЭ» Н. П. Бедаревым. Геологическая карта, легенда к ней, схема корреляции составлены С. П. Шокальским, Ю. А. Туркиным, С. И. Федаком, карта полезных ископаемых и прогнозно-минерагеническая карта – А. И. Гусевым, С. П. Шокальским, М. Г. Демидовичем, О. И. Милькиной, Ф. Г. Рузаевой. Карта геологических опасностей составлена Б. А. Борисовым и Г. М. Беляевым, карта геологических формаций – С. П. Шокальским. Ими же составлен соответствующие разделы в объяснительной записке. Цифровые модели карт созданы Л. Д. Ручейковой, О. В. Первухиным, М. Г. Демидовичем, Е. М. Леонтьевой, Ф. Г. Рузаевой, О. И. Милькиной.

Авторы и редактор выражают благодарность сотрудникам ВСЕГЕИ Б. А. Блюману, В. С. Певзнеру, В. Р. Вербицкому, А. С. Вольскому, Б. А. Марковскому, А. К. Иогансону, Ю. М. Шувалову, И. Н. Тихомирову, А. С. Мухину, Н. С. Пежемской, И. Быковой, В. Семеновой, проф. СПГГИ А. С. Егорову, а также геологам ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»

В. И. Тимкину, Г. А. Поважук, П. Ф. Селину, геологу ФГУ «Горно-Алтайский ТФГИ» В. И. Крупчатникову, проф. НГПИ Я. М. Гутаку, геологам ФГУГП «Запсибгеолсъемка» Г. А. Бабину, С. А. Кузнецову, Е. И. Котельникову, геологам ФГУГП «Красноярскгеолсъемка» Ю. С. Александровскому, М. Л. Махлаеву, О. Ю. Перфиловой за помощь и содействие в выполнении работ по созданию графических и текстовых материалов комплекта Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 на территорию Горного Алтая.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах листа М-45 разновозрастные стратифицированные образования занимают более половины его площади. Основные этапы их развития: поздний рифей—ранний ордовик, ордовик—ранний карбон, карбон—ранняя юра, мел—квартер.

РИФЕЙСКАЯ СИСТЕМА

Арыджанская свита (RF_3ar) развита в Баратальском горсте (в пределах Бийско-Катунской СФЗ), где наблюдаются ее коренные выходы по левобережью р. Чуя между поселками Чаган-Узун и Курай (рис. 2). Свита сложена интенсивно рассланцованными серо-зелеными микро-, редкопорфировыми, вариолитовыми лавами базальтов, часто имеющих подушечное строение (пиллоу-лавы). Очень редки черные среднепорфировые флюидальные лавы андезибазальтов и андезитов. В состав свиты входят литокристаллокластические, витрокластические алевро-псаммитовые туфы базальтов, серые, темно-серые до черных углисто-кремнистые, хлорит-кремнистые, глинисто-серицитовые сланцы с подчиненными прослоями силицилитов, черных и серых мраморизованных известняков. В полях развития арыджанской свиты широко развиты силлы и дайки габбро-долеритов и долеритов субвулканической фации, которые совместно с покровными фациями объединяются в арыджанский вулканический комплекс. По химическому составу умеренно-высокотитанистые арыджанские вулканиты близки к толеитам океанических островов, N-MORB и E-MORB [317]. Нижняя граница свиты тектоническая, верхняя граница, с баратальской серией, согласная или с локальным несогласием [317].

Разрезы свиты имеют отчетливо выраженное двучленное строение. Нижняя часть разреза (около 500 м) представлена потоками подушечных лав, переходящими по латерали в массивные базальты, часто с вариолитовой структурой. Мощность лавовых потоков варьирует от первых десятков метров до 200 м. Обычно они «перемежаются» с силлами долеритов и габбро-долеритов. Изредка встречаются линзы тонкослоистых известняков. Верхняя часть свиты, мощностью до 630 м, характеризуется вулканогенно-осадочным типом разреза, при этом наряду с лавами базальтов присутствуют и их туфы, в небольших количествах отмечаются андезибазальты и в отдельных случаях андезиты. В целом отмечается постепенное снижение доли лав и пирокластических пород снизу вверх по разрезу и увеличение доли

осадочных (особенно карбонатных) пород, которые образуют довольно мощные (до 180 м) пачки черных кристаллических известняков баратальского облика. Мощность свиты в целом более 1100 м.

В прослоях и линзах известняков, из разрезов Баратальского горста [319], установлены остатки микрофитолигов: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. donatella* K o r o l., *O. columnata* var. *ovsianica* Ya k s c h., *Vesicularites* cf. *bothrydioformis* (K r a s n.). Вторая и третья формы являются характерными для каланчевского комплекса Сибирской платформы, в регионе они встречаются в баратальской серии и проходят в нижний кембрий. В линзах известняков из верхней части разреза свиты по р. Актуру [39, 319] определены микрофоссилии: *Pellicularia tenera* H e r m., *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. obsuleta* (N a u m.), *Leiostrichoides typicus* H e r m. Первая форма встречается лишь в отложениях верхнего рифея, другие могут проходить и выше. На основании данных палеонтологических остатков, так и по залеганию под карбонатными отложениями баратальской серии, возраст свиты определяется как позднерифейский.

Аньякская свита (*V?an*) слагает отдельные тектонические блоки по левобережью р. Ниж. Хонделен и по р. Ниж. Мешту-Хем (левый приток р. Шуй) в пределах Сютхольской, Шуйской, Кобдинско-Монгунтайгинской зон. Она представлена интенсивно зеленокаменно преобразованными эффузивами основного состава, их туфами, широко развиты прослои (до 20–50 м) серых, фиолетово-красных, лиловых, зеленых слюдисто-хлоритовых кварцито-сланцев, светло-серых кварцитов, редко линзы светлых мраморизованных известняков. Вулканогенные породы обычно превращены в тонкосланцеватые полосчатые альбит-актинолит-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы, лишь изредка в них сохраняются реликты миндалекаменных текстур, аповариолитовой, обломочной (в метатуфах) структур. Мощность толщи в районе более 500 м. Нижняя граница тектоническая. Вверх по разрезу согласно перекрывается сютхольской свитой. Восточнее листа М-45 на смежной площади толщина с размывом перекрывается акдурогской свитой с фауной верхней половины раннего кембрия. Здесь же по Куртушибинскому хребту (р. Теплая) в средней и верхней ее частях выявлены обильные спикулы губок и водоросли *Epiphiton* sp. Возраст толщи соответствует венду, возможно венду–раннему кембрию.

Отложения толщи в районе плохо стратифицируются и по сути представляют собой тектоно-осадочную смесь (микстит), сложенную разновеликими развальцованными крупными блоками с отдельными фрагментами осадочно-вулканогенного разреза и монопородными обломками псефитовой группы различного (преимущественно эффузивного) состава, в качестве матрикса которых выступают динамосланцы. К аньякской свите условно отнесена осадочно-вулканогенная толща, мощностью более 1200 м, развитая в юго-восточном углу района исследований, в Белатрском тектоническом блоке. Здесь, по материалам В. Д. Широкушкина и др. [448], она представлена в нижней части (800 м) зелено-серыми лавами, изредка туфами долеритов и базальтов с редкими прослоями и линзами (0,7–8 м) известняков, а в верхней (400 м) — преобладающими туфами, менее лавами долеритов и базальтов, здесь же широко развиты зелено-серые, темно-серые до черных серицит-хлорит-кварцевые и углисто-кремнистые сланцы и мраморизованные известняки.

По материалам [448], метабаазальты аныякской свиты близки к толеитам СОХ. Как установлено в стратотипическом разрезе в верхнем течении р. Аныяк-Хоруг, свита без признаков несогласия перекрывается раннекембрийскими метатерригенными отложениями сютольской свиты. Основание аныякской свиты не вскрыто. Мощность свиты более 1800 м. Палеонтологические остатки отсутствуют. Согласно серийной легенде условно, по положению в разрезе, аныякская свита отнесена к венду.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА—КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Баратальская серия (*Vbr*) слагает целый ряд тектонических блоков по право- и левобережью р. Катунь от пос. Майма до пос. Едиган, небольшие тектонические пластины и линзы по правобережью р. Сарасы в районе с. Пролетарка в северной части площади, а также Кадринский, Баратальский горсты. В составе серии доминируют мраморизованные, часто битуминозные известняки серой, темно-серой и черной окраски, слоистой и массивной текстуры; присутствуют (участками в значительных объемах) фитогенные и обломочные доломиты, доломитистые известняки серой и светло-серой окраски. В карбонатных породах нередко наблюдаются прослой мощностью от 1–10 см до первых метров темно-серых и черных силицилитов, реже горизонты и пачки (1–30 м, редко до 100 м) глинистых и кремнистых сланцев, редко известняковых конгломератов и фосфатных калькаренитов. В Баратальском горсте местами сохранилась стратиграфическая граница серии с подстилающей арыджанской свитой, имеющая характер локального несогласия. В основании серии [317] откартированы маломощные горизонты туфоконгломератов, содержащие гальку вариолитовых и миндалекаменных базальтов арыджанской свиты. Соотношения со стратиграфически выше лежащей едиганской свитой согласные. В стратотипе (по логу Баратал) серия расчленяется на две толщи: нижнюю — кремнисто-карбонатную и верхнюю — известняково-доломитовую. Из них кремнисто-карбонатная толща (мощностью 1000 м) в нижней части представлена преимущественно темными мраморизованными массивными известняками с редкими прослоями и линзами силицилитов; в верхней части преобладают тонкоритмичнослоистые серые, светло-серые известняки с отдельными прослоями черных массивных известняков, силицилитов, редко кремново-серых доломитов.

В толще выявлены микрофоссилии: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. jacutica* Tim., *L. kulgunica* Yank., *L. laminarita* (Tim.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. holtedahlii* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andr.), *Synsphaeridium* sp., *Stitosphaeridium* sp., *Chuarina circularis* Wal., *Brevitrichoides* cf. *baschkiricus* Yank.; микрофитоциты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. grandis* Z. Zhur., *O. cf. columnata* Reitl., *O. cf. corticosa* Nar., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Glebosites* sp. Данные микрофоссилии распространены в позднеарифейско-вендских отложениях, а ассоциация микрофитолитов развита в кабырзинском и западносибирском горизонтах.

В 6,5 км юго-восточнее стратотипа в правом борту р. Чуя ниже Золотаревской будки в разрезе толщи выявлены остатки спикул губок, позволяющие ограничить возраст толщи вендом [84]. Известняково-доломитовая толща (мощностью более 450 м) сложена преобладающими брекчиевидными известняками, реже доломитами с подчиненными прослоями силицилитов. Мощность серии в стратотипе 1450 м.

Подобное строение серия обнаруживает и на других участках своего развития. Особенно выдержанный состав по всей площади имеет нижняя (кремнисто-карбонатная) толща. В составе верхней (известняково-доломитовой) толщи в разрезах Кадринского горста и по р. Катунь преобладают серые, участками тонкослоистые, узорчато-полосчатые, брекчиевидные строматолитовые и микрофитолитовые доломиты (от 60 до 90 % объема толщи), которым подчинены отдельные прослои и пачки светло- и темно-серых массивных, слоистых и брекчиевидных, нередко доломитистых микрофитолитовых известняков, силицилитов, кремнистых и глинистых сланцев. В основании разреза толщи по водоразделу рек Есконго—Челиташ наблюдается горизонт (до 50 м) известняковых гравийно-галечных конгломератов. Мощность толщи на этих участках 530—830 м.

Положение баратальской серии в разрезе (выше арыджанской свиты, ниже едиганской и манжерокской свит), текстурные особенности, наличие углеродистых и кремнистых осадков, незначительное количество при этом терригенного материала свидетельствует о том, что их накопление могло происходить в относительно глубоководных условиях океанического бассейна вдали от континента. По мнению авторов, серия представляет собой кремнисто-карбонатную разновидность океанической кремнисто-глинистой формации котловин глубиной менее 3,5—4,5 км (выше критической глубины карбонатакопления). Наблюдаемая в районе мощность серии до 2200 м может быть завышенной. Для известково-доломитовой толщи характерна повышенная фосфатность. В северной части района в ее нижней разреза выявлены прослои (0,1—1 м) фосфатных известковистых доломитов и калькаренитов с содержанием P_2O_5 0,1—4 % (в среднем 0,5 %) при общей мощности пачки 75 м [287].

В разрезе верхней толщи по водоразделу рек Есконго—Челиташ [414] обнаружены микрофоссилии: *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *L. avata* (Naum.), *L. laminarita* (Tim.), *L. ternata* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andr.), распространенные в позднерифейско-вендских отложениях. Здесь же Г. Н. Багмет [414] выявлены микрофитолиты: *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. scutulatus* Yaksch., *V. bothrydioformis* (Krasn.), *V. miscellus* M. Step., *V. flexuosus* Reitl., *V. concretus* Z. Zhur., *V. continuus* Bagm., *Osagia grandis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar.; из известняковых конгломератов толщи определены микрофитолиты: *Osagia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasn.), *V. miscellus* M. Step., *V. consuetus* Yaksch., *Glebositites gentilis* Z. Zhur., которые датируют толщу, вероятно, не древнее верхней части западносибирского горизонта венда. Кроме перечисленного комплекса органики в верхней толще по р. Сосновая (левый приток р. Сема, юго-западнее пос. Усть-Сема) установлены поздневендско-раннекембрийские известковые водоросли: *Glomovertella* sp., *Obruchevella* sp., *Girvanella problematica* Nich.

et Eth., *G. sibirica* Mast., *Proaulopora glabra* Krasn., *Gemma* sp. и др. [257]. Возраст серии по вышеприведенным палеонтологическим остаткам определяется как венд.

Айгулакская свита (*Vag*) развита в осевой части Айгулакского хребта, в бассейне р. Сардыма и по левому борту р. Чибитка. Она представлена массивными и неяснослоистыми зелено-серыми, зелеными, кварц-полевошатовыми, нередко известковистыми кавернозными (желваковыми) песчаниками, лиловыми, вишнево-серыми, реже зелено-серыми алевролитами, кремнистыми алевролитами. Основание свиты в районе не вскрывается, верхний контакт согласный. По данным Е. А. Киселева и Н. И. Гусева [317], в разрезе свиты выделяются три пачки, из них нижняя (мощность более 30 м) сложена массивными и неяснослоистыми зелено-серыми песчаниками, средняя (60–150 м) – массивными кавернозными песчаниками, участками с редкими прослоями лиловых алевролитов в верхней части, верхняя (более 310 м) – кавернозными известковистыми песчаниками в ритмичном переслаивании с массивными и слоистыми, часто кремнистыми алевролитами вишнево-серого цвета. В верхней пачке установлены микрофоссилии *Stenomarginata pusilla* Naum., *Dictyotidium* sp. встречающиеся в позднем рифее–раннем кембрии. Мощность свиты более 500 м.

Эдиганская свита (*V–Є₁ed*) пользуется широким распространением в северной части площади в пределах Бийско-Катунской СФЗ. Ранее данные отложения рассматривались в составе эсконгинской свиты со стратотипом по р. Эсконго. В ходе проведения работ по ГДП-200 [414] в бассейне р. Эсконго выявлено, что развитые там отложения представляют собой известняково-доломитовую толщу баратальской серии. В связи с этим для отложений этого возраста предлагается в качестве опорного (стратотипического) принять разрез по правому борту долины р. Эдиган (правый приток р. Катунь) от устья вверх по течению до п. Эдиган, где последний детально описывался как эсконгинская свита [312].

Свита представлена серыми, темно-серыми, черными мраморизованными слоистыми и массивными, редко онколитовыми известняками, доломитистыми известняками, доломитами, а также зелено-серыми, темно-серыми, черными филлитизированными глинистыми, глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами и силицитами. В подчиненных количествах отмечаются песчаники, гравелиты, конгломераты, туффиты, афировые и мелкопорфировые, высоко- и среднетитанистые базальты и их туфы с невысоким содержанием K_2O и редкоземельным спектром, близким к базальтам N-COX [367]. Отложения согласно залегают на известняково-доломитовой толще баратальской серии и согласно прерываются манжерокской и чемальской свитами. По материалам ГДП-200 [315, 367], мощность свиты составляет от 900 до 1400 м. Для свиты характерна крайняя фациальная невыдержанность, выраженная сменой по простирацию карбонатных и кремнистых пород терригенными и вулканогенными разностями. При этом в Бийском, Чергинском и Узнезинском блоках характерен терригенно-кремнисто-карбонатный тип разреза, а в пределах Чепошского блока – вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатный с возрастанием роли терригенных пород в южном направлении. Положение свиты в разрезе, четкие горизонтальнослоистые текстуры пород, спорадическое появление

онколитовых известняков, петрохимические характеристики эффузивов, фациальный облик отложений позволяют предположить их накопление в условиях открытого, относительно мелководного (фации подводных поднятий) морского бассейна.

В вышеприведенном разрезе свиты найдены и определены спиккулы губок родов *Protospongia* sp., *Kiwetinokia*, отрядов *Monoxonellida*, *Hexoactinellida*, *Tetraxonellida*; водоросли: *Korilophyton* sp., *Renalcis* cf. *polymorphus* (Masl.), *Epiphyton fruticosum* Vol., *E.* cf. *scapulum* Korol.; мелкораквинная фауна: *Hyolithellus tenuis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Tiksitheca licis* Miss., *Anabarites* sp.; микрофитолиты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites alicarius* Yaksch., *N. catagraphus* Reitl., *Confevta* sp., *Vesicularites* sp.; радиолярии *Cenosphaera* sp. [257, 319], по которым возраст свиты принимается в объеме белкинского горизонта (по региональной шкале) венда—нижнего кембрия.

Каянчинская свита (V—E₁kn) выделена в Каимско-Аламбайской зоне в бассейнах рек Устюба, Тавдушка, обнажается по право- и левобережью р. Сараса. Свита сложена светло- и темно-серыми, до черных массивными и тонкослоистыми, участками битуминозными, известняками. Реже отмечаются доломиты, силицилиты, единичные прослои филлитизированных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, а в нижних частях разрезов [354] афировых базальтов. Отложения несогласно перекрываются сарасинской свитой нижнего кембрия, основание свиты не вскрывается. В разрезах свиты в пределах Устюбинской тектонической пластины отмечены в относительно небольших количествах доломиты, которые залегают в виде отдельных пластов мощностью от первых до первых десятков метров или же образуют тела с постепенными переходами, через доломитистые известняки к известнякам. В строматолитовых известняках выявлены известковые водоросли: *Girvanella* sp., *Korilophyton* sp. [257]. Мощность свиты в пределах данного участка составляет около 2000 м, в целом по району от 1000 до 2000 м. Возраст свиты установлен в объеме позднего венда—раннего кембрия (белкинский горизонт по региональной шкале).

Каимская свита (V—E₁km) распространена в Каимском аллохтоне в междуречье рек Сараса—Катунь, а также по право- и левобережью р. Сараса у с. Бол. Кыркыла. Преобладают филлиты, метаалевролиты, зеленокаменно измененные афировые и скуднопорфировые базальты и меланобазальты. В разрезе присутствуют прослои и линзы мощностью до 25—30 м, лито- и кристалловитрокластических туфов базальтов, силицитов, полосчатых известняков, разнозернистых граувакковых песчаников и гравелитов. Окраска пород зеленая, реже отмечаются серые и лиловые тона. Характерны сланцеватые текстуры и интенсивный будинаж. По содержанию редких и редкоземельных элементов базальты свиты близки к толеитам океанических островов, E- и T-СOX [367]. Основание свиты не вскрывается, верхняя граница эрозионная. Свита характеризуется фациальной неоднородностью по латерали и в разрезе. По материалам [367], расчленяется на две толщи: нижнюю (более 2000 м) — существенно вулканогенную и верхнюю (более 1000 м) — терригенную. Общая мощность отложений по разрезу более 1600 м, в целом по району более 3000 м.

В левобережье р. Каим ниже устья руч. Оглоблин из темно-серых известняков и кремнистых алевролитов определены микрофоссилии: *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. crassa* (Naum.) *L. ternata* Tim., *L. holtedahlii* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Leiotrichoides typicus* Herm., *Pomoria rhomboidalis* Siv., *Leiovalia* sp., *Symplassosphaeridium* sp., *Synsphaeridium* sp., соответствующие возрастному интервалу венд–ранний кембрий. Выше по разрезу определены микрофоссилии: *Leiosphaeridia* ex gr. *dehisce* Paschk., *Dyctiotidium* ex gr. *birvetense* Paschk., *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *Majasphaeridium* sp., *Leiotrichoides* sp., характерные для отложений нижнего кембрия [319]. Возраст свиты определяется как венд–ранний кембрий.

Аккемская и кучерлинская свиты объединенные (V–Є_{1ak} + k₂) занимают обширные площади в Холзуно-Чуйской СФЗ по левому и правобережью р. Катунь южнее поселков Усть-Кокса и Катанда. Аккемская свита развита в виде узкой полосы, примыкающей с юго-запада к Южно-Терехтинскому разлому. Свита сложена ритмичнослоистыми зеленовато-серыми, полимиктовыми, полевошпатово-кварцевыми мелко-среднезернистыми в разной мере известковистыми песчаниками и алевролитами. Основание свиты не вскрывается, верхняя граница с кучерлинской свитой согласная и проводится по появлению в разрезе кремнистых сланцев и лиловых алевролитов. Мощность свиты не превышает 150–200 м. В известковистых алевролитах выявлены микрофоссилии: *Ostiana microcystis* Herm., *Leiosphaeridia* sp., *Lynotolypa Eisenack* венда–раннего кембрия [303].

Кучерлинская свита представляет собой мощную флишоидную толщу, сложенную большей частью зеленовато-серыми, лиловато-серыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, редко (3–5 %) лиловыми кремнистыми сланцами, яшмами, маломощными потоками лав, лавокластитов афировых повышеннотитанистых толеитовых базальтов. По химическому составу базальты свиты близки к средним типам N-MORB, реже E-MORB и OIB [449]. Нижняя и верхняя границы свиты с подстилающей аккемской и перекрывающей сугашской свитами согласные. Мощность свиты около 2500 м.

Из разрезов свиты определены микрофоссилии: *Ostiana microcystis* Herm., *Leiominuscula rugosa* (Naum.), *Leiosphaeridia bituminosa* (Tim.), *L. holtedahlii* (Tim.), *L. laminarita* (Tim.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *Symplassosphaeridium* sp., *Spumosina rubirina* (Andr.), *Synsphaeridium solediforme* (Tim.), *Lynotolypa Eisenack*, характерные для венда, венда–раннего кембрия [303].

Айгулакская и сардыминская свиты объединенные (V–Є_{1ag} + sm) незначительно развиты в осевой части Айгулакского хребта и по левобережью р. Чаган-Узун в Кадринско-Баратальском блоке Бийско-Катунской СФЗ, где она представлена в нижней части айгулакской, а в верхней – сардыминской (чулекташской) свитами. В разрезе нижележащей айгулакской свиты выделяются массивные зелено-серые песчаники, выше – кавернозные с известковистыми каналами песчаники, в верхах – кавернозные известковистые песчаники в ритмичном переслаивании с кремнистыми красноцветными алевролитами вишнево-серого цвета.

Сардыминская (чулекташская) свита обнажена в районе Айгулакского хребта и далее к югу вдоль границы с Баратальским выступом. Свита имеет

преимущественно песчаниковый состав в нижней части с кремнями, кварцитами, мергелями с подчиненными маломощными горизонтами вариолитовых афировых повышеннотитанистых metabазальтов, обычно карбонатизированных или превращенных в карбонатно-хлоритовые сланцы; в верхней части с редкими прослоями грубо- и тонкослоистых алевролитов. Окраска пород зеленая, серо-зеленая, редко лиловая. По материалам [317], эффузивы свиты близки к щелочным и толеитовым базальтам океанических островов. Вверх по разрезу они сменяются низкокальциевыми толеитами островных дуг. Сардыминская свита согласно наращивает разрез айгулакской свиты и с размывом перекрывается чибитской свитой. Мощность свиты 900–1300 м. В отложениях свиты выявлены остатки венд-раннекембрийских микрофоссилий: *Ostiana microcystis* Н е r m., *Leiosphaeridia obsuleta* (N a u m.) [317].

В целом укрупненное подразделение по имеющимся палеонтологическим данным и положению в разрезе датируется как венд–ранний кембрийское.

Кукуйская толща (V–Є₁kk) установлена на водоразделе рек Иогач–Самыш в пределах Уймено–Лебедской зоны. В составе толщи выделяются черные и темно-серые антраконитовые и невландиевые известняки битуминозные, с сероводородным запахом, подстилаются частым переслаиванием темно-серых известняков, псаммитовых известковистых туфов базальтов и андезитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность толщи более 500 м.

Малоабаканская серия (V–Є₁?ma) широко развита в северо-восточной части площади в верховьях рек Бол. Абакан, Мал. Абакан и Большой Он. Ее состав: ритмичнослоистые зелено-сероцветные (в средней части разреза – пестроцветные) метапесчаники, метаалевролиты, метааргиллиты, кварц-альбит-хлоритовые, хлорит-эпидот-альбит-кварцевые метасланцы, с прослоями metabазальтов, пестроцветных гематит-кремнистых с пьмонтитом метасланцев и микрокварцитов, метагравелитов, метаконгломератов, с линзами полосчатых мраморизованных известняков (в верхней части разреза). Серия повсеместно метаморфизована в пренит-пумпеллитовой, участками в зеленосланцевой фации. Ритмичность трансгрессивно направленная, ритмы имеют двучленное (песчаники–алевролиты), иногда трехчленное строение с микроразмывами в основании, мощность от 3–10 до 60–70 см. Нижняя граница толщи не вскрывается, в свою очередь она с размывом, но без видимого углового несогласия перекрывается нижнекембрийской кохошской свитой. Серия представляет собой мелкообломочные турбидитные фации (соотношение зернистых пород к глинистым составляет от 4 : 1 до 6 : 1) вулканитов, а в средней части разреза – хемогенно-диагенетические марганцовисто-железистые кремнистые осадки. Встречаются единичные маломощные линзовидные биогермы. Мощность толщи 4500–6000 м. Органических остатков в малоабаканской толще не установлено, возраст – венд–ранний кембрий – принят условно в соответствии с материалами В. Д. Зальцмана [325, 391] и его вариантом корреляции нижней части малоабаканской серии с сютхольской свитой Тувы, верхней части – с ишкинской свитой нижнего кембрия

Сютхольская свита (V–Є₁?st) – зелено-серые ритмично переслаивающиеся апотерригенные метасланцы кварц-серицит-альбит-хлорито-

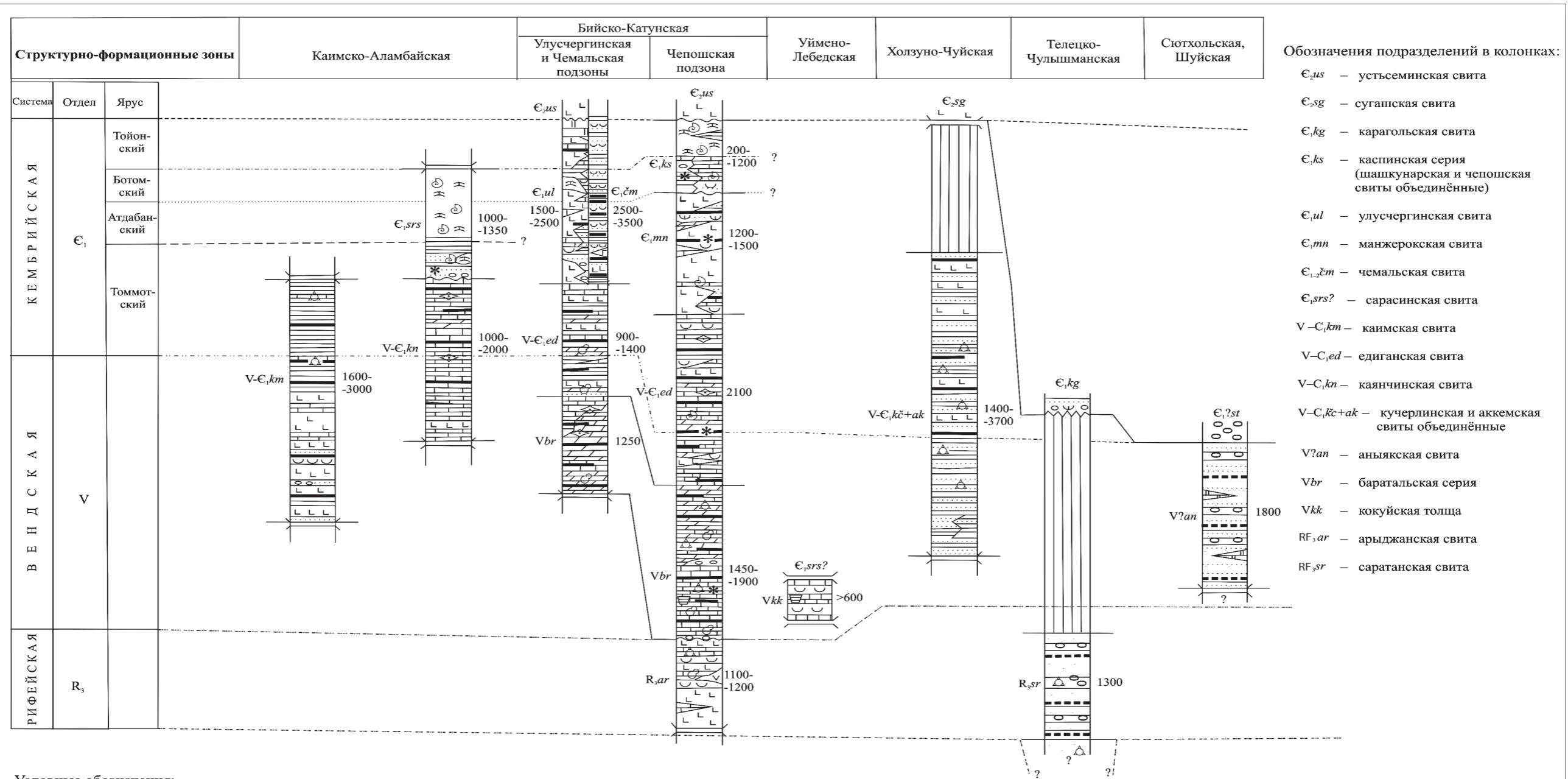


Рис. 2. Схема корреляции верхнерифейских, вендских и нижнекембрийских отложений.

1 – аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – известняки; 5 – доломиты; 6 – карбонатные массивы; 7 – силициты, кремнистые сланцы; 8 – туфы; 9 – лавы среднего состава; 10 – лавы основного состава; 11 – силлы долеритов; 12 – мраморы; 13 – кварциты, кварцито-сланцы; 14 – «метапелиты»; 15 – «метабиты»; 16–21 – органические остатки: 16 – невландии; 17 – микрофоссилии; 18 – морские беспозвоночные; 19 – водоросли; 20 – простейшие; 21 – спикулы губок; 22–26 – геологические границы: 22 – стратиграфически несогласные, 23 – угловое несогласие, 24 – согласные, 25 – тектонические, 26 – стратиграфические перерывы.

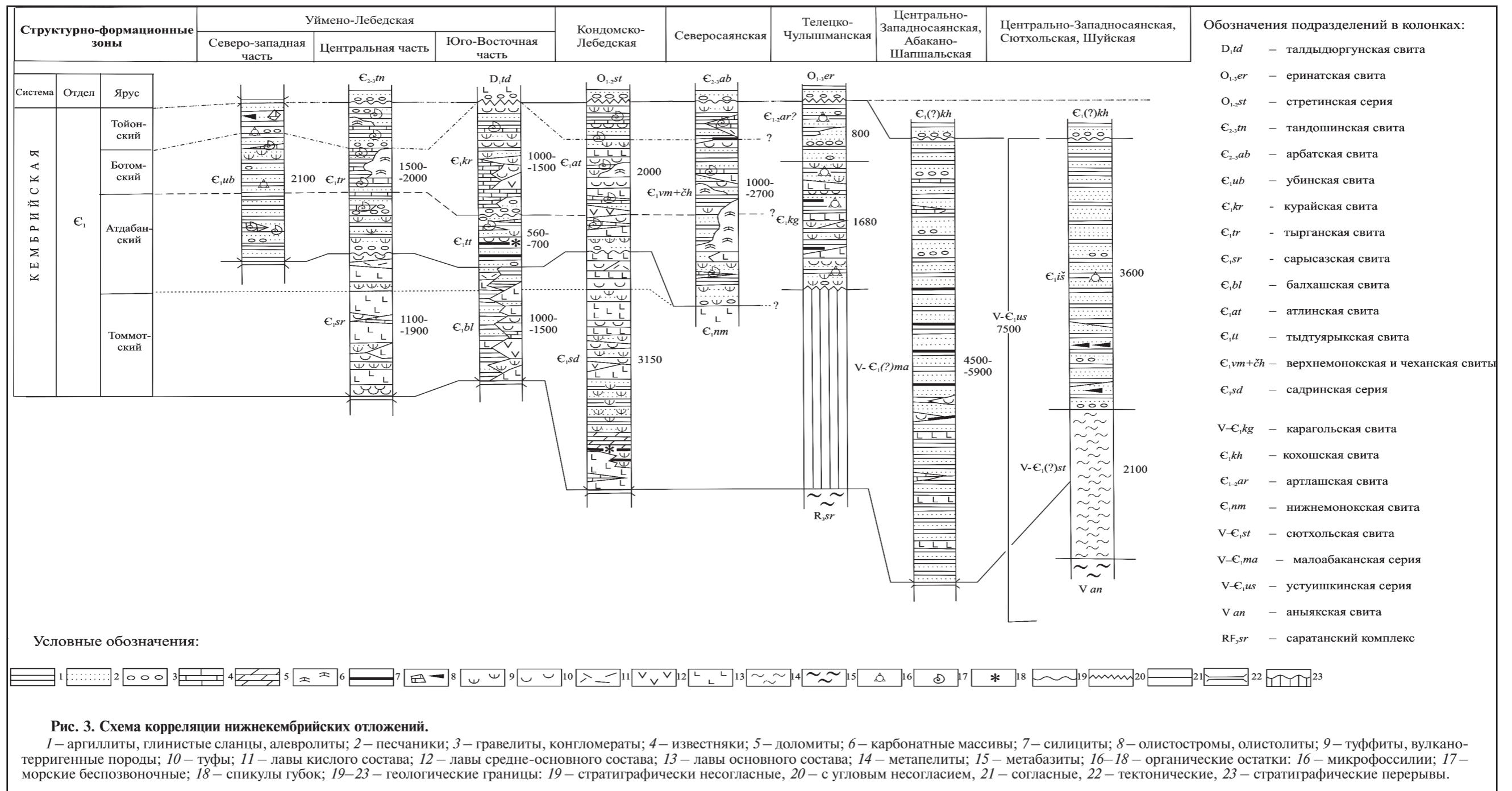


Рис. 3. Схема корреляции нижнекембрийских отложений.

1 — аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты, конгломераты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — карбонатные массивы; 7 — силициты; 8 — олистостромы, олистолиты; 9 — туффиты, вулканотерригенные породы; 10 — туфы; 11 — лавы кислого состава; 12 — лавы средне-основного состава; 13 — лавы основного состава; 14 — метапелиты; 15 — метабазиты; 16–18 — органические остатки: 16 — микрофоссилии; 17 — морские беспозвоночные; 18 — спикулы губок; 19–23 — геологические границы: 19 — стратиграфически несогласные, 20 — с угловым несогласием, 21 — согласные, 22 — тектонические, 23 — стратиграфические перерывы.

вые, нередко с кальцитом и эпидотом — занимает относительно небольшие площади в восточной части территории в бассейнах рек Алаш, Хемчик и Шуй. Свита без признаков несогласия перекрывает вендские(?) вулканы аныякской свиты. По данным А. Ф. Беженцева [299], отложения группируются в относительно простые трансгрессивные мезо- и макроритмы (ритмичность более низких порядков затушевана зеленосланцевым метаморфизмом). Мощность свиты 2100 м. Органических остатков она не содержит. В. Д. Зальцман [325, 391] определяет ее возраст вендом—ранним кембрием на основе параллелизации с верхней метакарбонатно-терригенной толщей джебашской серии северной части Западного Саяна. Последняя сходна по составу и степени метаморфизма с сютхольской свитой, отличаясь лишь присутствием в ней редких карбонатных прослоев с фауной ангустиокреид венда—начала раннего кембрия.

Сарыгиматейская толща ($V-E_1?sg$) встречена в пределах Белатрской группы тектонических линз в зоне Кадринско-Курайского глубинного разлома. Представляет собой известняково-терригенную толщу с полиметаллической минерализацией. В нижней части разреза — светло-серые слоистые плитчатые известняки с линзами белых мраморов, выше залегают тонкослоистые алевролиты и косослоистые кварцевые песчаники, с прослоями мраморизованных светлых и темных известняков и metabазальтов. Алевролиты и metabазальты превращены в кварц-хлоритовые метасоматиты с прожилково- и полосчато-вкрапленными пирит-галенит-сфалеритовыми рудами. В наиболее крупном Сарыгиматейском рудопроявлении рудные тела пластообразной формы, имеют протяженность до 1000 м, мощность от 2 до 25 м и в общем плане залегают согласно с вмещающими породами, но в их размещении намечается пространственная связь с субширотными межпластовыми срывами [114, 448]. Мощность толщи более 500 м.

Карагольская свита ($V-E_1kg$) развита в Телецко-Чулышманской зоне Восточного Алтая, по право- и левобережью рек Чулышман и Башкаус, где обнажается в обрамлении Еринатской и Улаганской впадин. Состав: зелено-серые туфопесчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, туфы, значительно реже покровы низкотитанистых metabазальтов, метаандезибазальтов, метаандезитов, порфиритоиды, полимиктовые конгломераты, линзы мраморизованных известняков, изредка метаплагиориолиты. Туфы резко доминируют над эффузивами. Породы карагольской свиты повсеместно неравномерно дислоцированы и рассланцованы, превращены в динамосланцы, вулканогенные породы метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой или зеленосланцевой фациях.

Субвулканические образования карагольского комплекса представлены в основном штоками и силлами долеритов (${}^mV-E_1kg$) и плагиориолитов ($r\lambda V-E_1kg$). Наиболее крупный Тайбулгинский субвулканический массив закартирован [316] в левобережье р. Чулышман восточнее Улаганской впадины. Массив имеет резко вытянутую каплевидную форму и размеры $10 \times 2-2,5$ км. Центральная часть массива сложена мелкопорфировыми плагиориолитами и плагиориодацитами, а периферическая — низкотитанистыми габбродолеритами и офитовыми габбро.

Свита с азимутальным несогласием залегает на metabазальтах саратанского зеленосланцевого комплекса и согласно, участками с местными раз-

мывами, перекрывается нижнекембрийской ишкинской свитой. Наиболее полный разрез свиты, по данным Н. И. Гусева [316], обнажен в верховьях р. Бол. Улаган на участке Кулукель. В районе пос. Усть-Улаган по западному обрамлению Улаганской впадины в разрезах свиты отмечается резкое уменьшение вулканических пород. Здесь преобладают серые, зелено-серые метасланцы, мелкозернистые полимиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты, редко кремнистые алевролиты, линзы мраморизованных известняков; присутствуют туфопесчаники, туфоконгломераты, редкие туфы среднего состава и порфиритоиды. Мощность свиты более 1700 м. Петрохимически вулканические породы могут рассматриваться как островодужные образования толеитовой, реже известково-щелочной серий.

В разрезах свиты во многих пунктах [316, 414] выявлены остатки микрофоссилий: *Spmosina rubiginosa* (A n d r.) *Stictosphaeridium sinapticuliferum* T i m., *Leiosphaeridium obsuleta* (N a u m.), *L. holtedahlii* (T i m.), *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *Symplassosphaeridium* sp. и др. (первые две формы встречаются в отложениях венда, остальные имеют широкое возрастное распространение в пределах рифея—раннего кембрия); водорослей: *Leiotrichoides* H e r m a n, *Polytrichoides* H e r m a n., *Pellicularia tenera* T a n k, которые характерны для отложений венда. Возраст свиты, учитывая палеонтологические данные, венд—ранний кембрий.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кембрийские свиты — манжерокская, каечакская и садринская, балхашская, сарысазская, сложенные преимущественно вулканическими породами, представляют собой покровные фации одноименных вулканических комплексов: манжерокского базальт-трахибазальтового, каечакско-садринского базальтового, балхашского и сарысазского плагиориолит-базальтовых, усть-семиного комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов, ускучского андезит-базальтового. Субвулканические тела и некки в этих комплексах немногочисленны, представлены маломощными немасштабными дайками и не показаны на карте.

Ишкинская свита (ϵ_{1i3}) распространена в восточной части территории в бассейнах рек Алаш и Хемчик. Ее состав — ритмичнослоистые зелено-пестроцветные кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, в нижней части разреза кварцевые и полимиктовые гравелиты, конгломераты, известковистые песчаники (рис. 3).

Свита согласно залегает на отложениях сютхольской свиты и со скрытым несогласием перекрывается кохошской свитой нижнего кембрия [390]. Мощность свиты 3600 м.

В породах свиты известны находки венд-кембрийских микрофоссилий в среднем течении р. Ак-Суг на смежной площади листа М-46 [299]. В восточном обрамлении Улаганской и Еринатской впадин обнажаются напоминающие ишкинскую свиту монотонные флишоидные терригенные отложения, которые Н. И. Гусевым [316] и авторами данной карты условно отнесены к артлашской свите. По-видимому, их следует выделить в самостоятельное подразделение. Основу разрезов данных отложений, как и в ишкинской свите, составляют серые, зелено-серые полевошпатово-квар-

цевые, кварцевые песчаники (35–70 % от объема на разных участках), ритмично переслаивающиеся с зелено-сероцветными, реже пестроцветными алевролитами, алевропесчаниками, кремнистыми алевролитами, редко гравелитами и конгломератами с галькой большей частью кварца, кварцитов, а в основании — обломками подстилающих толщ. Отложения имеют согласный контакт с карагольской свитой и с размывом перекрываются терригенными отложениями еринатской свиты. Мощность этих отложений более 800 м. В них собраны микрофоссилии: *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. simplex* (N a u m.), *L. holtedahlii* (T i m.), *Granomarginata prima* N a u m., микроостатки трихом водорослей *Vendotaenites*, характерные для верхов венда—раннего кембрия [316]. Возраст свиты по палеонтологическим остаткам, с учетом положения в разрезе и в соответствии с серийной легендой определен как ранний кембрий.

Шельдянская толща ($E_{1\check{s}l}$) вскрывается в приразломном меланже в пределах Коргоно-Терехтинской зоны. Представлена высокотитанистыми базальтами, кремнисто-глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, известняками, кварцитами, песчаниками, алевролитами. Толща меланжирована. Ее мощность более 500 м.

Манжерокская свита (E_{1mn}) распространена в пределах Бийско-Катунской зоны по право- и левобережью р. Катунь. Состав свиты: темно-серые и пестроцветные афировые и плагиоклаз-порфиновые высокотитанистые базальты, трахибазальты, их туфы, туфопесчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, силициты, изредка углеродистые известняки и доломиты (до 1500 м). Местами сохранились реликты подушечного и шарового строения лав. Среди базальтов встречаются отдельные прослойки кластолав, брекчиевых лав и редко туфов того же состава; горизонты, пачки и линзы серых, зелено-серых, черных глинистых и кремнистых сланцев, известняков, доломитов, силицилитов, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и конгломератов. По данным многих исследователей [110, 116, 315], базальты манжерокской свиты — высокотитанистые, высокофосфористые щелочные оливиновые базальты.

Манжерокская свита согласно залегает на едиганской свите. Верхняя граница определяется возрастом перекрывающих терригенно-карбонатных отложений нижнего кембрия, имеет характер местного несогласия и является диахронной. В пределах Бийского блока (лист N-45) это «докамешковский» уровень, а в Катунском «выступе» — «предсанаштыгольский» уровень раннего кембрия. Мощность свиты 1200–1500 м.

Для отложений свиты характерна значительная фациальная изменчивость. По простиранию вулканогенные породы сменяются терригенными, кремнистыми и карбонатными. В междуречье Агайра—Аюла, в нижней половине свиты доля вулканогенных пород уменьшается до 50 %, увеличивается количество известняков, силицитов и алевролитов. Из линз доломитов определены микрофитоциты *Volvatella* sp., *Osagia* sp., *Asterospheroides* sp. В линзах и ксеноблоках известняков бассейна р. Устюба и к северо-западу от с. Чепош определены: водоросли *Epiphyton* sp., спикулы губок *Protospongia* sp. и остатки мелкораконной фауны *Cambrotubulus*, характерные для нижнего кембрия [257, 319]. Возраст свиты с учетом палеонтологических данных и ее соотношений с под-

стилающими и перекрывающими отложениями, уверенно определяется как раннекембрийский.

Сарысазская свита (E_1sr) картируется в центральной части Уйменно-Лебедской зоны в междуречье Куба–Сарысаз–Ложа–Каракудюр–Уймень. Преобладающие породы – зелено-сероцветные низкотитанистые базальты, андезибазальты и андезиты бонинитоподобные, плагиориолиты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, граувакки, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, редко известняки. Кроме того, аналогичные отложения развиты в Кебезенском блоке по р. Бия в районе приустьевой части р. Уймень, где они, по мнению некоторых исследователей, являются субстратом для амфиболитов и плагиогнейсов кебезенского метаморфического комплекса. Базальтоиды относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям [283]. Нижняя граница не вскрывается, верхняя – с тырганской свитой – носит черты скрытого несогласия. Сходный состав и строение свита обнаруживает и на других участках своего развития. Преобладающими являлись подводные излияния базальтовых магм (коэффициент эксплозивности – 5–20 %, повышается до 30–35 % на участке стратотипического разреза). В Кебезенском блоке породы свиты большей частью претерпели интенсивные метаморфические и метасоматические изменения, которые связаны с более поздними наложенными процессами, и большей частью превращены в амфиболиты, амфиболитовые сланцы, бластопорфиновые и бластосаммитовые плагиогнейсы и мраморы. Органических остатков свита не содержит. Верхняя возрастная граница определяется на уровне низов раннего кембрия по несогласному залеганию на ней тырганской свиты с фауной верхней части алданского и ленского надъярусов. Мощность свиты по району составляет 1100–1900 м. Нижнюю часть свиты в последнее время датируют усть-кундатским горизонтом томмотского яруса [449].

Каечакская и садринская свиты объединенные ($E_1kc + sd$) располагаются в междуречье Клык–Сайта юго-восточнее с. Бийка, у Телецкого озера в районе Камгинского залива. Это зелено- и сероцветные низкотитанистые базальты, бонинитоподобные андезибазальты и андезиты, плагиориолиты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, граувакки, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, черные кремнистые сланцы со спикулами губок (в каечакской свите), известняки, изредка линзовидные тела, мощностью до 100 м, серых и темно-серых доломитизированных известняков и доломитов [365]. Севернее, в стратотипической местности по р. Садра в районе горы Каечак (лист N-45), основание каечакской свиты не вскрыто, верхняя ее граница с садринской свитой согласная. К ее кровельной части приурочена пачка (25–250 м) черных кремнистых сланцев с прослоями тефроидов и пластами железистых кварцитов. В глинисто-кремнистых сланцах выявлены остатки трех- и четырехлучевых спикул губок раннего кембрия. Мощность свиты в районе более 550 м.

Возможным аналогом каечакской свиты является фрагментарный разрез, выявленный и описанный в 1997 г. С. П. Шокальским, Г. Н. Багмет [16,449] в бассейне рек Йогач и Самыш. Здесь в небольшом тектоническом блоке вдоль дороги Артыбаш–прииск Колычак на протяжении 3 км вскрываются черные массивные антраконитовые известняки с линзовидными прослойками силицилитов, а также прослоями и пачками (мощностью до

50 м) серых туфов низкотитанистых базальтов афировых и плагиоклаз-микропорфировых.

В известняках установлена невландиевая проблематика: *Newlandia concentrica* Walc., *N. concentrica* var. *irregularis* Krash., *N. lamellosa* Walc., *N. prava* Krasn. Аналогичные остатки известны в унушкольской толще Горной Шории, которая датируется в настоящее время как раннекембрийская из-за присутствия в ней палеозойских водорослей и спикул губок. Возраст свиты определяется ранним кембрием.

Садринские породы из верхней части разреза – средне- и крупно-, густопорфировые базальты, лейкобазальты, андезибазальты, андезиты, плагиодациты и их туфы. В значительных количествах отмечаются пестроцветные вулканомиктовые осадочные породы (алевролиты, петрокластические граувакки), реже доломитизированные известняки и доломиты. Базальты свиты относятся к типично островодужным толеитовой и известково-щелочной сериям. Садринская свита согласно перекрывает отложения каечакской свиты и с местным несогласием перекрывается атлинской свитой нижнего кембрия. В разрезах свиты выделяются нижняя – вулканогенно-осадочная и верхняя – вулканогенная часть. Наиболее представительный разрез нижней части свиты, по материалам А. В. Кривчикова [365], можно наблюдать в право- и левобережье р. Клык у с. Бийка. Мощность свиты более 2600 м. Раннекембрийский возраст подразделения определяется по спикулам губок в кремнистых сланцах каечакской свиты с учетом залегания садринской свиты под фаунистически охарактеризованной атлинской свитой с археоциатами атдабанского–тойонского веков.

Балхашская свита (E_1bl) распространена в южной части площади на южных склонах Курайского хребта в пределах Балхашского блока Уймено-Лебедской зоны. Она представлена серо-зелеными низкотитанистыми лавами, лавобрекчиями, кластолавами, туфами порфировых и афировых базальтов, андезибазальтов, андезитов, редко андезидацитов, плагиориолитов, с пачками и прослоями серицито-хлоритовых, хлорит-карбонатных и углисто-глинистых сланцев, линзами темно-серых мраморизованных известняков, песчаников, алевролитов. Широко развиты экструзивные и субвулканические образования андезито-базальтового ряда. Для базальтов характерны повышенная магнезиальность и известковистость, низкие содержания калия, невысокая общая щелочность, при довольно высокой кремнеземистости ($SiO_2 > 60\%$), они классифицируются как толеиты энсиматических островных дуг. Пироксен-порфировые разновидности базальтов близки к типичным бонинитам [242, 243, 317]. Нижняя граница свиты не вскрыта, верхняя – с тыдтуерыкской свитой, по данным [292, 335], согласная. Стратотипический, существенно вулканогенный разрез балхашской свиты расположен на водоразделе рек Балхаш и Мештуярык [317]. Мощность свиты 1000–1500 м. Палеонтологически свита не охарактеризована; возраст определяется по ее положению в разрезе под тыдтуерыкской свитой как низы раннего кембрия.

Тыдтуярыкская свита (E_1tt) слагает серию тектонических блоков вдоль южного подножия и осевой части Курайского хребта в пределах Балхашского тектонического блока. Сложена в нижней части сероцветными, реже пестроцветными алевролитами, кремнистыми алевролитами, глини-

стыми и углеродисто-кремнистыми сланцами, вулканомиктовыми песчаниками, полимиктовыми гравелитами, конгломератами, туфами кислого состава, кремнями, пирокласто-осадочными породами, в верхней части — преимущественно зеленоцветными песчаниками с повышенной известковистостью, кремнисто-карбонатными и углеродисто-глинистыми сланцами с подчиненными известняками, гравелитами и конгломератами. В разрезах свиты характерно чередование ритмически-сортированных пачек с мощными (до первых сотен метров) неритмичными пачками. Свита согласно перекрывает балхашскую свиту и несогласно (несогласие стратиграфическое) перекрывается курайской свитой [292, 335]. Наиболее полный разрез свиты наблюдается по водоразделу рек Мештуярык—Куюктанар [317]. Мощность свиты до 900 м. Кроме археоциат в известняках, в кремнистых породах свиты выявлены остатки радиолярий, спикулы губок, водоросли *Botominella* sp. С учетом палеонтологических находок и положения свиты в разрезе ниже курайской свиты с фауной ботомского века, возраст свиты уверенно определяется как ранний кембрий.

Атлинская свита (E_{1at}) развита по рекам Сайта, Клык и Чуйка, а также у Телецкого озера в районе его субширотного отрезка в пределах Уймено-Лебедской зоны. Представлена в нижней части серо- и зеленоцветными полевошпатово-граувакковыми, терригенно-тефроидными песчаниками, алевролитами, горизонтами конгломератов, редко афировыми базальтами и трахибазальтами, их туфами, линзами известняков; в верхней части — разнообразными пестроцветными тефроидными, пирокласто- и терригенно-тефроидными породами, туфами и лавами оливиновых мела- и лейкобазальтов, трахибазальтов, андезибазальтов, значительно реже андезитов и трахиандезитов, полевошпатово-граувакковых песчаников и известняков. Базальты высокоглиноземистые умеренно- и низкотитанистые (1–1,5 %) TiO_2 , по составу аналогичны известково-щелочным базальтам современных островных дуг [283]. Свита с перерывом, но без видимого несогласия перекрывает отложения садринской свиты, с размывом и азимутальным несогласием перекрывается стретинской серией нижнего—среднего ордовика. Разрезы свиты отличаются значительной фациальной невыдержанностью. В пестроцветных осадочно-вулканогенных разрезах свиты в районе Телецкого озера, западнее п. Яйлю, юго-восточнее Садринского озера, на водоразделе рек Самыш и Йогач, в бассейнах рек Калычак и Ижун появляются мощные (первые сотни метров) пачки белых, серых и темно-серых археоциатово-водорослевых известняков. Мощность отложенной свиты более 2000 м. Богатый комплекс археоциат, водорослей, установленных по всему разрезу, и трилобитов: *Onchocephalina* sp., *Laminurus* sp., *Bergeroniellus*? sp., *Kooteniella* cf. *slatkowskii* (S c h m.), *Erbia sibirica* (S c h m.), *Dolichometopus* sp., *Pumilina*? sp. из верхней части разреза этого района [200] позволяет надежно датировать атлинскую свиту верхней частью атдабанского—тойонским веками раннего кембрия.

Курайская свита (E_{1kr}) развита вдоль южного фаса Курайского хребта на отрезке между Акташским рудником и р. Тьдтуярык, а также по рекам Аккая и Талдыдюргун в пределах Балхашского блока и в зоне сочленения последнего с Баратальским горстом Бийско-Катунской зоны. Свита представлена широким спектром обломочных осадочных и вулканогенных пород пест-

рой окраски. Среди осадочных пород преобладают кварц-полевошпатовые, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, конгломераты. Участками значительные объемы свиты сложены известняками, известняковыми брекчиями, кальцирудитами, алевролитами, иногда отмечаются кремни. В группе вулканогенных пород широко развиты лито-кристаллокластические туфы, туффиты андезитов, андезибазальтов, реже андезидацитов, плагиодацитов, а также туфопесчаники и туфоконгломераты. В небольших количествах присутствуют маломощные (до 2 м) потоки лавобрекчий и туфолав густо-мелко-среднепорфировых андезитов. Андезиты и плагиодациты представляют собой низкотитанистые, низкокальциевые, высокоглиноземистые породы известково-щелочной серии, которые являются индикаторами зрелой стадии эволюции островодужного вулканизма [73].

Курайская свита с размывом перекрывает верхнерифейскую арыджанскую свиту и нижнекембрийскую тыдтуярыкскую свиту, со структурным несогласием перекрывается отложениями талдыдюргонской и корумкешинской свит нижнего девона. Наиболее представительный разрез свиты (гипостратотип) составлен Е. А. Киселевым [317] по правобережью руч. Балхаш. Мощность свиты по разрезу 880 м, в целом — 1000—1500 м.

В прослоях и линзах известняков из верхней части разреза определены археоциаты: *Irinaecyathus*(?) cf. *ratus* (Vol.), *I.* cf. *grandiperforatus* (Vol.), *Archaeocyathus* sp., *A. tenuis* Vol., *Archaeolynthus* sp., *Gordonicyathus* aff. *gerassimovensis* (Vol.), *Clarus-coscinus* sp., *Claruscyathus* sp. и др.; брахиоподы: *Kutorgina paucicostata* Aks., *K.* sp.; стенотекоиды: *Cambridium* ex gr. *sernysevae* Norhy, *C.* sp., *Stenotecoides* sp.; крышечки хиолитов: *Mobergella* sp.; в шлифах отмечаются срезы панцирей трилобитов, характерные для конца санаштыкгольского времени ботомского века раннего кембрия.

Тырганская свита (E_1tr) наблюдается в Уймено-Лебедской СФЗ по рекам Куба, Аксазкан, в правобережье р. Верх. Ынырга, по рекам Каракудюр, Аспатты. Ее слагают полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, граувакки, биогермные и слоистые песчаные и оолитовые известняки, алевролиты. В терригенной части свиты преобладают грубообломочные породы, гравелиты и конгломераты с галькой осадочных пород, кислых и основных эффузивов. Песчаники кварц-полевошпатовые, реже отмечаются полевошпатово-кварцевые, и существенно кварцевые разности, иногда обогащенные магнетитом (до 5 %) [402]. В нижней части разреза свиты фиксируются граувакки, туфогенные песчаники и конгломераты. Карбонатные породы широко развиты в верхней части разреза свиты и представлены массивными биогермными археоциатово-водорослевыми известняками, которые часто образуют скальные монолитные массивы, а также слоистыми пелитоморфными, реже оолитовыми, глинистыми и песчаными известняками. В основании свиты базальные конгломераты содержат гальку плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, порфировых базальтов и долеритов, кремнистых пород, реже глинистых сланцев и известняков. Свита с размывом перекрывает образования сарысазской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями среднего—верхнего кембрия тандошинской свиты.

В 70 м от основания пачки на правобережье р. Аккая в линзе (20 × 160 м) серого известняка собраны остатки археоциат *Robustocyathus* cf. *polyseptatus*

(Vol.), *Nochoroicyathus* ex gr. *mariinskii* Zhur., *N. cf. howelli* Vol., *Coscinoicyathus* cf. *simplex* Vol., *C. cf. dianthus* Vorm., *Gordonoicyathus* sp., *Ajacyathus tkatschenkoi* (Vol.), *Retecoscinus* aff. *retetabulae* (Vol.), *Taylorcyathus* aff. *polyseptatus* (Vol.) и др. В известняках по левобережью р. Ложа в 550–600 м выше основания свиты найдены трилобиты: *Tuvanella* aff. *gracilis* Pokr., *Bagrada grandis* B. Крајев. и *Erbipsidella* sp. [59].

В правобережье р. Верх. Ынырга, где вскрываются верхние части свиты [320], в известняках и известковистых алевролитах обнаружены многочисленные находки археоциат, водорослей и трилобитов: *Proerbia altaica* E. Roman., *Bergeroniaspis usitata* E. Roman., *Ladadiscus* sp., *Stigmatiscus lepidus* E. Roman., *Ptychoparella* sp. и др.; выше по разрезу — *Bonnia sizovae* Pokr., *Laminurus inornatus* Red., *Onchocephalina* sp., *Granularia* sp., *Solenopleurella* sp. [200]. В Каракудюрском блоке (по р. Аспатты) к тырганской свите отнесены пестроцветные терригенные породы, ранее [338] выделявшиеся в качестве пестроцветной свиты нижнего ордовика. Здесь разрезы свиты состоят из ритмичнослоистых в различной мере известковистых кварц-полевошпатовых, полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. В основании и верхней части разреза присутствуют конгломераты и гравелиты с галькой кварца, кремнистых пород, песчаников и алевролитов. У оз. Бельтир в породах свиты выявлены микрофоссилии: *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *Octaedrixium* sp., *Bavlinella faveolata* Ass., *Retiforma?* sp. позднего рифея—раннего кембрия [414]. Мощность разреза свиты здесь около 600 м, свиты в целом — 1500–2000 м.

Палеонтологические остатки датируют тырганскую свиту ранним кембрием, в интервале верхняя часть атдабанского, ботомский и тойонский века.

Убинская свита (E_{1ub}). Выходы свиты наблюдаются в бассейне р. Мал. Иша и в верховьях р. Элекмонар Уймено-Лебедской СФЗ. Она представлена зелено- и сероцветными глинистыми сланцами, алевролитами, кварц-полевошпатовыми, полимиктовыми, граувакковыми и кварцевыми песчаниками, иногда отмечаются кремнисто-глинистые сланцы, известковистые алевролиты, известняки, гравелиты и конгломераты с галькой базальтов, долеритов, плагиориолитов, плагиогранит-порфиоров, плагиогранитов венд-раннекембрийского сарысазского вулканического комплекса, с примесью обломков кремнистых пород, алевролитов и известняков. В ряде разрезов появляются туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты основного состава. Верхний и нижний контакты свиты тектонические. Для разрезов свиты характерна многопорядковая ритмичность, выраженная в чередовании ритмичных флишевых и пачек. Мощности элементарных ритмов от первых сантиметров до 2–3 м. Характерный элемент в разрезах свиты — кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты (отдельные пласты 3–10 м или серии пластов мощностью до 470 м. По всему разрезу встречаются пласты олистостром с аллохтонными глыбами, чаще раннекембрийских, иногда докембрийских карбонатных пород и конседиментационными линзами массивных и слоистых известняков, обычно приуроченными к мощным пластам кварцевых песчаников. Встречаются известняки с богатыми фаунистическими комплексами.

Нижние части свиты наиболее полно изучены по левым притокам р. Тырга в районе бывшей д. Верхняя Тырга [59, 200]. Разрез содержит линзу темно- и светло-серых и розовых известняков с трилобитами *Resimopsis* sp., *Compscephalus altaica* (P o l e t.), *Alataurus menneri* R e p., *Protypus tyrgaensis* R e p.; археоциатами *Tumuliolynthus* cf. *musatovi* Z h u r., *Orbicyathus* cf. *mongolicus* V o l., *Ajacyathus* sp., *A. salebrosus* V o l., *Gordonicyathus* cf. *polyseptatus* (V o l.), *Retecoscinus retabulae* (V o l.), *Nochorocyathus* cf. *lenaicus* Z h u r. и другими формами, характерными для кийского горизонта региональной шкалы. Здесь же в табачно-зеленых глинистых сланцах и черных алевролитах собраны трилобиты *Alacephalus latus* E. R o m a n., *Palaeolenella artifexa* R e p., *Sajanaspis altaica* E. R o m a n., *S. modesta* R e p., *S. pokrovskayae* R e p., типичные для камешковского горизонта.

Средняя часть разреза свиты вскрывается по левобережью р. Мал. Иша и р. Паспаул в приустьевой части [264]. Здесь в алевролитах установлены микрофоссилиями *Leiosphaeridia simplex* (N a u m.), *L. cf. pylomifera* P a s k., *L. crassa* (N a u m.), характерные для раннего кембрия, не древнее натальевского горизонта. В левом борту долины р. Сафроновская Уба в 1 км выше ее устья в пласте туфопесчаников встречены глыбы (3 × 2 м) серых, темно-серых известняков с археоциатами *Tegerocyathus* sp., *Tercyathus?* sp. indet., «*Etmophyllym?*» sp. indet., *Clathricoscinus* sp., «*Ajacyathus*» sp., водорослями и двустворчатыми моллюсками *Cambridium* sp., относящимися к санаштык-гольскому горизонту.

Верхняя часть свиты в разрезе по левому борту долины р. Паспул на участке от первого ее левого притока до лога Узкий представлена пачкой (не менее 500 м) ритмично чередующихся зелено-серых, серых глинистых сланцев, алевролитов (преобладают), алевропесчаников, мелко- и среднезернистых песчаников, редко гравелито-песчаников, с отдельными пластинами (мощностью до 30 м) существенно кварцевых песчаников, реже гравелитов массивной и грубоградационной текстуры. В центральной части этого разреза, выше устья лога Картофельный, наблюдается крупный олистолит (мощностью 350 м) серых, темно-серых массивных известняков с археоциатами *Tegerocyathus edelsteini* (V o l.), *T. diploperforatus* (V o l.), *Tercyathus fossangulatus* (V o l.) *Irinaecyathus ratus* (V o l.) и др. В верхнем течении р. Сафроновская Уба в аналогичных известняках установлены трилобиты *Granularia* sp., *Kootenia anomalica* R e p., *Cinnella conferta* E. R o m a n., *Bonnia* sp., *Neopagetina* cf. *fusa* E. R o m a n. и др., которые совместно с вышеприведенными археоциатами указывают на обрубчевское время их образования. Приведенные разрезы свиты находятся в пределах стратотипической местности и в совокупности представляют составной стратотип свиты.

Суммарная мощность свиты более 2100 м. На основании палеонтологических остатков возраст свиты определяется в интервале: конец атдабанского—ботомский и тойонский века раннего кембрия.

Верхнемонокская и чеханская свиты нерасчлененные (Є₁ym—zh) выделены у северной рамки площади по право- и левобережью р. Бол. Абакан на юго-западном выклинивании Северо-Саянской зоны. В составе отложений преобладают зелено-серые вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, серые известняки, кремнисто-глинистые сланцы, редко лавы и туфы

базальтов, андезитов, плагиодацитов. Мощность нерасчлененных свит 2700 м. Здесь встречаются крупные рифогенные массивы известняков мощностью до 1 км и протяженностью в первые десятки километров. В них собраны многочисленные археоциаты, позволившие датировать эти отложения ботомским и тойонским веками раннего кембрия [289, 322, 325].

Кохошская свита (E_1kh) развита в северо-восточной части площади в бассейнах рек Она и Алаш, а также в верховьях рек Чон-Хем и Шуй. Для нее характерны пестроцветные ритмичнослоистые вулканомиктовые песчаники, алевролиты, местами с прослоями хлорит-кремнистых и гематито-кремнистых сланцев, тефроидов, гравелитов, конгломератов, единичными потоками высокотитанистых базальтов. Для кохошской свиты характерно многопорядковое ритмичное строение, при этом резко доминируют макроритмы (500–1500 м), состоящие из пакетов с четкой мезо- и микро-ритмичностью градационного типа. Мощность элементарных ритмов колеблется от 0,1 до 3–4 м, иногда до 7–11 м. Среди ритмичных пачек изредка (чаще в верхах разреза) фиксируются неритмичные пачки (до 70 м) алевролитов и глинистых сланцев, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, отдельные потоки базальтоидов. В. Д. Зальцман рассматривает отложения свиты как глубоководные турбидитные, обвальное-оползневые и телепирокластические перивулканические образования, формирование которых было сопряжено с островодужным вулканизмом в Северо-Саянской СФЗ. Мощность свиты 2800–3700 м. Отложения трансгрессивно, но без видимого углового несогласия залегает на разных уровнях подстилающих малоабаканской толщи и ишкинской свиты нижнего кембрия.

В кремнистых сланцах из нижней части разреза выявлены спиккулы губок и остатки водорослей плохой сохранности [325]. Возраст свиты определяется по положению в разрезе и согласно серийной легенде [391] как верхняя часть раннего кембрия.

Сарасинская свита (E_1srs) закартирована в тектонических пластинах юго-западной части Каимского блока Каимско-Аламбайской СФЗ по право- и левобережью р. Сараса в районе сел Пролетарка и Бол. Кыркыла. Она сложена светло-серыми, серыми, изредка пятнами кремво-серыми массивными археоциато-водорослевыми известняками. В основании залегает невыдержанная по мощности (от 90 до 400 м) пачка пестроцветных карбонатных и терригенных пород. Разрезы свиты детально изучены [354] в частных разрезах по левому борту р. Сараса у с. Пролетарка, по р. Бол. Кыркыла и руч. Сосновенький (в стратотипе). Мощность свиты 1000–1350 м. Свита с размывом, несогласно перекрывает отложения каянчинской свиты венда–раннего кембрия. Из прослоев известняков в нижней части разреза по руч. Сосновенькой известны редкие остатки археоциат плохой сохранности: *Nochoroicyathus?* sp., *Ajaciccyathus?* sp.; водоросли: *Proaulopora* sp., *Epiphyton* sp., *Convervites* cf. *primordialis* Во г н. Эта часть разреза условно относится к усть-кундатскому времени томмотского века.

Верхняя – карбонатная часть разреза сарасинской свиты охарактеризована остатками археоциат, трилобитов, водорослей кийского, камешковского и санаштыкгольского времени. Кийский горизонт установлен по комплексу трилобитов: *Resimopsis basaica* Ре р., *R. mariinica* Ре р., *Reticulocephalus amplus* Е. Роман, *Elganellus creber* Е. Роман, *E. elongatus* Е. Роман и др.

археоциат: *Baicalocyathus* cf. *rossicus* (Zhu r.), *Capsulocyathus irregularis* Zhu r., *Tumulocyathus* aff. *macrotumulatus* Vol. Трилобиты камешковского уровня представлены следующими формами: *Strenuella*? sp., *Miranella* aff. *rotunda* Rer., *M. vincmanae* Rer., *Bajangoliaspis*? sp., *Protypus*? *lacertosus* E. Roman., *Compsoccephalus* aff. *mitis* Rer. и др. Археоциаты довольно многочисленны, в основном представлены формами, имеющими широкое вертикальное распространение. Санаштыкгольский уровень охарактеризован трилобитами: *Poliellina* cf. *elongata* Pokr., *P.* aff. *crassa* Rer. и др., археоциатами: *Clathricoscinus*? *isointervallum* (Zhu r.), *Carinacyathus tannuola* (Krasn.), *Gordonicyathus*? *annulispinosus* (Vol.), *Ladaecyathus* cf. *erbiensis* (Krasn.), *L. sublimbatus* Zhu r. и др. [319]. Таким образом, возраст свиты определяется в интервале: усть-кундатское время томмотского века—санаштыкгольское время ботомского века раннего кембрия.

Улусчергинская свита (E_{1ul}) обнажается на западном склоне Катунского палеовулканического поднятия в Бийско-Катунской СФЗ и характеризует удаленные кремнисто-карбонатно-вулканогенные фации раннекембрийской активной вулканической зоны. Стратотип свиты, выделенный и изученный Л. Л. Зейфертом, находится в Чергинском блоке Бийско-Катунской зоны в районе с. Улус-Черга. Для свиты характерны зелено-сероцветные вулканомиктовые песчаники, алевролиты, базальты и их туфы, полимиктовые базальные и внутрiformационные конгломераты и туфоконгломераты, известняки (10–15 % разреза), крупные рифоидные массивы мраморизованных известняков – Ороктойский мраморный массив (E_{1or}) и др. Изометричное (округло-треугольной формы) тело палеонтологически немых полосчатых серых и брекчиевидных розовых и желтоватых мраморов в бассейне р. Ороктой имеет в поперечнике размер 7 × 5 км при мощности 800–1000 м. В основании свиты, залегающей с угловым несогласием на хлоритизированных алевролитах венда—нижнего кембрия, картируются базальные конгломераты с обломками пород нижележащих баратальской, каимской и каянчинской свит. Улусчергинская свита с несогласием перекрывается усть-семинской свитой среднего кембрия.

В известняках севернее с. Улус-Черга и на левом склоне долины р. Черга М. В. и Е. В. Романенко собрана фауна археоциат *Tegerocyathus edelsteini* (Vol.), *Erbocyathus heterovallum* (Vol.), *Archaeocyathus kuzmini* (Vol.), *Retecyathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Robustocyathus* sp., *Coscinocyathidae*; трилобитов: *Chilometopus planus* E. Roman., *Kootenia magnaformis* Jeger., *Ogygopsis sibirica* (E. Roman.), *Edelsteinaspis* sp., *Dinesus* sp., *Kootenia* sp. [200], водорослей *Renalcis* cf. *granosus* Vol., спикул губок *Protospongia* sp.; микрофитолитов *Ambigolamellatus* sp., *Volvatella* sp., *Osagia* cf. *poetaevae* Posp., *O. bothrydioformis* Krasn. — фауна обрубчевского горизонта нижнего кембрия. Мощность свиты 1500–2000 м.

Каспнская серия (E_{1ks}) объединяет чепошскую и шашкунарскую свиты, распространенные в Чепошской подзоне Бийско-Катунской СФЗ на право- и левобережье р. Катунь между поселками Ая и Еланда. В нижней части разреза преобладают серые алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, кремни, кремнистые туффиты, глинистые известняки, конгломераты, песчаники (шашкунарская свита мощностью до 450 м), в верхах разреза наблюдаются серые массивные водорослево-археоциатовые известня-

ки (чепошская свита мощностью 450 м). Соотношения шашкунарской свиты с нижележащей манжерокской свитой трактуются неоднозначно. По данным Ю. С. Носкова [400], отмечается значительный размыв и угловое несогласие перед началом трансгрессии, в гальках крупнообломочных пород описываются каолинизированные базальты манжерокской свиты. По другим источникам [367], шашкунарская свита согласно наращивает разрез манжерокской, а базальные шашкунарские конгломераты трактуются как внутрiformационные туфобрекчии и туфоконгломераты. Граница шашкунарской и чепошской свит согласная.

По данным работ [200, 313], в известняковых включениях туфов шашкунарской свиты установлены срезы панцирей трилобитов, водоросли *Renalcis* sp., микрофитолиты *Gleocapsella* sp., спикулы губок. В пачке известняков [200] выявлены трилобиты: *Parapagetia katunica* Rep., *P. limbata* Rep., *P. palaeoformis* E. Roman., *Semadiscus sollennis* E. Roman., *Neocobboldia altaica* Polet., *Tannudiscus altus* Rep., *Serrodiscus levis* Rep., *S. fossuliferus* Rep., *S. lepidus* E. Roman и др.; археоциаты: *Archaeolythus* sp., *Sajanocyathus* sp., *Irinaecyathus* cf. *ratus* (Vol.); брахиоподы из семейства Acrotretidae. Комплексы фауны характерны для санаштыкгольского горизонта ботомского века раннего кембрия.

В стратотипическом разрезе чепошской свиты, представленном серыми, светло-серыми массивными археоциатово-водорослевыми известняками, а также темно-серыми и серыми плитчатыми и оолитовыми известняками, слоистыми мергелями, известковистыми алевролитами по р. Катунь между поселками Чепош и Усть-Сема собраны трилобиты [200]: *Kooteniella* cf. *slatkowskii* (Schm.), *Granularia dentata* E. Roman., *Edelsteinaspis plana* N. Tchern., *E. ornata* Lerm., *Laminurus aperta* (Egor.), *Onchocephalina* aff. *partenuis* Rep., *O.* cf. *plana* Rep., *O.* aff. *flabilis* Rep., *O.* cf. *accuminata* Rep., *Laminurus* cf. *insuetus* Rep., *Onchocephalina* cf. *partenuis* Rep., *O.* cf. *plana* Rep., *O.* aff. *flabilis* Rep., *Solontzella enorma* Sem., *Kooteniella* sp. и др; археоциаты *Tegerocyathus* aff. *edelsteini* (Vol.), *T.* aff. *abacanensis* (Vol.), *Erbocyathus* sp. *Irinaecyathus*, *Retecyathus* sp., *Archaeocyathus* cf. *kuzmini* (Vol.), *Claruscyathus* sp., *Tegerocyathus* sp., *Irinaecyathus* sp.; брахиоподы: *Nisusia festinata* (Bill.), *Matutella altaica* Aks., *Alysina* sp., *Kutorgina paucicostata* Aks., *Nisusia* sp.; водоросли *Proaulopora* sp., *Epiphyton* sp., *Renalcis* sp., *Renalcis* cf. *granosus* Vol., *Botominella* sp.; моллюски *Cambridium cernульevae* Horny, *C. andrejevae* (Horny.), *Helcionella* sp., *Cambridium* sp.

Указанные органические остатки характерны для обручевского горизонта тойонского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты по разрезу 450 м. Суммарная мощность шашкунарской и чепошской свит варьирует от 200–300 м в бассейнах рек Анос, Агайра до 900 м в стратотипической местности. Чепошская свита без структурного несогласия перекрывается вулканитами усть-семинской свиты. Возраст каспинской серии на основании палеонтологических остатков определяется в объеме ботомского–тойонского веков раннего кембрия.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Чемальская свита ($\text{Є}_{1-2}cm$) распространена в Катунском и Чемальском блоках Бийско-Катунской СФЗ в междуречье Сема–Катунь и в бассейне р. Чемал. Состав свиты: зелено- и лилово-серые, темно-серые алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, кремни, редкие прослои известковистых песчаников и линзы известняков; в нижней части разреза нередки покровы и силлы пестроцветных высокотитанистых базальтов, трахибазальтов, их туфы, туффиты, туфоконгломераты, красноцветные яшмы; в верхней части – переслаивание туфопесчаников, пироксеновых граувакк и алевролитов, с участием кремнистых аргиллитов. В стратотипической местности по правому борту р. Чемал в нижней части разреза доминируют красноцветные базальты, их туфы, туффиты при подчиненном количестве терригенных пород, известняков и кремней, а в верхней – алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы и силицилиты с радиоляриями *Paeocenosphaera cf. parva* атдабанского яруса нижнего кембрия [5]. В основании свиты содержатся мелкообломочные конгломераты с хорошоокатанной галькой пород едиганской свиты. Мощность свиты до 3500 м.

Артлашская свита ($\text{Є}_{1-2}ar$) выделена в бассейнах верхнего течения рек Башкаус и Чулышман в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ. В составе свиты доминируют зелено-сероцветные ритмичнослоистые песчаники, алевролиты, сланцы, редкие линзы гравелитов и конгломератов. Нижний контакт артлашской свиты тектонический, верхняя граница с кумурлинской свитой согласная. Мощность свиты 1400–1800 м. В палеонтологическом отношении не изучена. Возраст по положению свиты в разрезе и по аналогии с подобными флишоидными осадками Западного Саяна предполагается в интервале ранний–средний кембрий.

Сугашская свита ($\text{Є}_{1-2}sg$) выделена по правобережью р. Катунь, где слагает узкую дугообразную полосу, протягивающуюся от района приустьевой части р. Мульта до р. Бол. Сугаш. В составе свиты, по данным В. А. Зыбина [334], преобладают серо-зеленые морские афировые низкотитанистые базальты, лейкобазальты, андезибазальты низкотитанистые, редко плагиориолиты, в подчиненном количестве отмечаются алевролиты, аргиллиты, песчаники. Среди базальтов свиты преобладают низкотитанистые толеиты с уклоном в область N-MORB [283]. Нижний контакт свиты согласный, верхний – тектонический. В центральных частях наиболее мощных потоков породы хорошо раскристаллизованы и представляют собой микро-мелкозернистые габбро-долериты до габбро. Мощность свиты более 1000 м. Органических остатков не установлено. Возраст условно принят как ранний кембрий по положению в разрезе.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Усть-семинская свита (Є_2us) широко распространена по правому и левобережью рек Катунь, Сема и в бассейне р. Верх. Черга в пределах Бийско-Катунской СФЗ. Для свиты характерны морские зеленые и лиловые низкотитанистые хромдиопсид-плагиоклаз-порфиоровые базальты, тра-

хибазальты, их туфы, тонкослоистые кремнистые туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, в лавах — ксеноблоки нижекембрийских известняков. Базальты петрохимически близки к островодужным толеитам, известково-щелочным базальтам и шошонитам, но по геохимическим особенностям более типичны для пород задуговых бассейнов [367, 449].

Усть-семинская свита с признаками локального несогласия перекрывает разрезы раннего кембрия и с несогласием перекрывается грубообломочной еландинской свитой или флишоидами горноалтайской серии [367]. Для свиты характерна фациальная невыдержанность, обусловленная сменной по простиранию вулканогенных пород тефроидами, вулканогенно-осадочными и осадочными разностями. В Чепошском подзоне доминируют вулканиды и пирокластические образования центральных и верхнесклонных частей вулканических построек центрального типа, тесно связанные с жерловыми и субвулканическими образованиями. Мощность свиты колеблется от 600 до 1200 м.

В глыбе (олистоплака) темно-серого известняка в кровле пачки туффитов в разрезе р. Суярык определены трилобиты *Ogygopsis sibirica* (E. Roman.), *O. virgata* (E. Roman.), *Pachyaspsis valida* E. Roman. и др. верхней части обручевского горизонта раннего кембрия. В гипостратотипическом разрезе свиты (бассейн рек Бийка и Еланда) в линзах известняков из средней части свиты собраны трилобиты агатинского горизонта амгинского яруса среднего кембрия: *Amphoton longus* N. Tchern., *Katuniella* cf. *mutabilis* N. Tchern., *Erbia granulosa* Lerm., *Kootenia* sp., *Antagmopleura* sp., *Amgaspis* sp., *Schistocephalus* sp., *Pagetia* sp.; брахиоподы *Kutorgina* sp., *Nisusia* sp. Стратиграфически выше из линз алевролитов и известняков собраны трилобиты мундыбашского горизонта: *Paradoxides suboelandicus* Polet., *Schistocephalus* cf. *enigmaticus* N. Tchern., *Chondranomocare bidjensis* Polet., *Ch. planum* E. Roman. и др.; брахиоподы *Alisina sibirica* Aks., *Linnersonia rowelli* Pelman, *Kutorgina* sp. и др. Таким образом, возраст свиты определяется в интервале агатинского-мундыбашского времени амгинского века среднего кембрия (рис. 4).

Ускучская свита (*U₂usk*) картируется в западной части Кебезенского блока Уймено-Лебедской СФЗ в право- и левобережье р. Ынырга и на левобережье р. Каракокша в ее нижнем течении. В ее составе преобладают пестроцветные туфы, лавы андезитов, андезибазальтов, вулканомиктовые алевролиты песчаники и конгломераты, встречаются линзы и глыбы известняков. В основании свиты обнаружены линзовидные прослои и пачки кварцевых, полевошпатово-кварцевых и титансодержащих магнетитовых песчаников. Вулканиды свиты по петрохимическим особенностям могут быть отнесены к известково-щелочной серии базальтов и андезитов островных дуг. Соотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические. Мощность свиты более 800 м. Органических остатков в породах свиты в районе не установлено.

На территории смежного листа N-45 аналогичных отложениях собрана и определена богатая фауна трилобитов: *Agnostus* aff. *pater* Best., *Solenopleura djainensis* Lerm., *Anomocare salairensis* Lerm., *Pagetia ferox* Lerm., *Kounamkites altaicus* M. Rom., *K.* cf. *rotundatus* N. Tchern., *Olenoides* sp., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Schistocephalus* ex gr. *juvenis* N. Tchern., *Pseudanomocarina parva* N. Tchern., *P. plana* N. Tchern., *Pulsenia elata* Fed.,

Orictocephalus reynoldsiformis Le g m., *Chondronomocare speciosum* M. Rom. и др. амгинского яруса среднего кембрия [320, 307]. Учитывая, что там же дальнейший разрез надстраивается терригенными отложениями больше-сильской свиты с органическими остатками верхов амгинского яруса (эльдахский горизонт), возраст ускучской свиты определяется как раннеамгинский (агатинское—мундыбашское время).

Чиби́тская свита (E_2cb) представляет собой комплекс олистостромовых отложений, развитых вдоль западного склона Баратальского горста Бийско-Катунской зоны от района п. Акташ на северо-западе до верховий р. Кызылчин на юго-западе. Для свиты характерны олистостромы, полимиктовые гравелиты, конгломераты, ритмичное переслаивание пестроцветных песчаников, алевролитов, прослои глинисто-кремнистых сланцев, силицитов.

Многочисленные пласты и линзы (мощностью от первых до нескольких сот метров) олистостром и полимиктовых грубообломочных пород (гравелиты, конгломераты, брекчии) локализуются среди ритмичнослоистых песчано-глинистых пород, близких по составу и строению к горноалтайской серии. Последние представлены песчаниками зелеными и серыми, полимиктовыми, реже кварц-полевошпатовыми, зелеными, лилово-серыми и лиловыми алевролитами, алевропесчаниками, глинистыми, известково-глинистыми сланцами; реже зелеными, черными и красными кремнистыми сланцами и кремнями. Отложения свиты с размывом перекрывают образования сардыминской свиты и согласно перекрываются белькененской свитой.

По данным [317], в разрезах чиби́тской свиты выделяются нижняя — собственно олистостромовая толща мощностью до 600 м и верхняя — алевро-песчаниковая толща мощностью 500 м с локально развитыми в низах разреза гравелитами, конгломератами и брекчиями. Строение нижней толщи свиты детально изучено в правом борту р. Менка. Здесь грубообломочные отложения сложены незакономерно чередующимися линзовидными и неправильно-пластовыми телами олистостром, конгломерато-брекчий и конгломератов (с песчаниковым, кремнистым, участками известняковым матриксом), гравелитов, песчаников, алевролитов, сланцев и кремней. Обломочный материал размером от гравийного до крупноглыбового большей частью представлен темно-серыми и черными мраморизованными, иногда онколитовыми известняками, доломитами, силицитами баратальского облика, песчаниками и конгломератами того же состава, что и матрикс, микритовыми светло-серыми известняками. Олистоплаки известняков достигают 150 × 750 м. В обломках микритовых известняков встречены археоциаты: *Archaeocyathus erbiensis* Zh u r., *Tegerocyathus* sp., типичные для тойонского века, а также *Irinacyathus*(?) cf. *ratus* (Vo l.), характерные для ботомского и тойонского веков. В верхней части олистостромовой толщи в лиловых и красных прослоях кремнистых пород установлены спикулы губок *Cjulanciella asimettrica* Fe d o r., впервые описанные из амгинского яруса среднего кембрия [36].

Верхняя алевро-песчаниковая толща разреза свиты сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями пестроцветных алевролитов. В нижней части залегает линзовидный пласт валунных конгломератов и конгломерато-брекчий (мощностью до 130 м), отли-

чающихся присутствием хорошоокатанных сферичных обломков магматических пород. Среди них преобладают плагиограниты и гнейсовидные плагиограниты; реже отмечаются биотитовые граниты, гранодиориты, высококалиевые габбро, андезибазальты и андезиты. В западном направлении роль грубообломочных пород убывает, отмечаются лишь редкие линзы конгломератов и отдельные «плавающие» гальки. Мощность свиты 1000 м. По органическим остаткам и положению в разрезе ее возраст определяется как среднекембрийский.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Белькенекская свита ($E_{2-3}bl$) обнажается на право- и левобережье р. Чуя в районе пос. Акташ. Она сложена ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, редко кремнями, кремнистыми, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, полимиктовыми гравелитами, зелено- и лилово-серой, лиловой окраски. Участками в основании свиты зафиксированы прослои, линзы конгломератов и линзовидные тела олистостром кремнисто-карбонатного состава. Для отложений характерна ритмичность с четкими резкими контактами слоев, выраженная периодически повторяющимися в разрезе тонко- и мелкоритмичнослоистых пачек (до 150 м) пород (песчаники, алевролиты, иногда ритмы начинаются с прослоев полимиктовых гравелитов и завершаются сланцами) и относительно мощных (до 100 м) однородных пачек песчаников и алевролитов. Нижний контакт свиты согласный, верхний – эрозионный, мощность около 1800 м.

В обломках известняков из конгломератов и олистолитов низов белькенекской свиты собраны и определены остатки фауны мундыбашского горизонта амгинского яруса среднего кембрия, в том числе трилобиты: *Olenoides* sp., *Kootenia* ex gr. *elongata* Resser., *K. ontoensis* N. Tchern., *Kooteniella slatkovskii* (Schmidt), *Amgaspidella* cf. *elongata* N. Tchern., *Chondranomocare sulcatum* Fed., *Ch.* cf. *speciosum* M. Roman. и др.; брахиоподы: *Nisusia pospelovi* Aks., *Kutorgina amzassica* Aks. [186]. Из прослоев пестроцветных кремнистых пород нижней части разреза обнаружены редкие остатки спикул губок *Cjulanciella asimmetrica* Fedor. и *Disparella* cf. *fusiformis* Fedor. [36]. Первая форма известна в отложениях амгинского века среднего кембрия, установлена также в отложениях чибитской свиты, вторая – описана как в среднем, так и позднем кембрии. На основании вышеприведенных органических остатков и в соответствии с серийной легендой возраст свиты определяется концом среднего–поздним кембрием.

Еландинская свита ($E_{2-3}el$) пользуется незначительным распространением в Чеповской подзоне Бийско-Катунской СФЗ. Стратотипический район находится на правобережье р. Катунь в междуречье ее притоков Ниж. и Верх. Еланда, по ручьям Карасу, Чечкиш, ущелье Геологов, где она слагает узкую (60–500 м) полосу протяженностью до 12 км. Свита сложена мелководно-морскими и прибрежно-морскими карбонатно-терригенными отложениями – переслаивающиеся черные, темно-серые, серые, зелено-серые, реже лиловые, как правило, известковистые алевролиты, ар-

гиллиты, мергели, глинистые и песчанистые известняки, пестроцветные полимиктовые, часто известковистые, песчаники, гравелиты и конгломераты. Характерно незакономерное линзообразное переслаивание пород. Свита несогласно, с пачкой базальных конгломератов в основании, залегает на усть-семинской свите. Хорошоокатанная галька представлена усть-семинскими базальтами, известняками, сланцами и алевролитами. С вышележащей кульбичской свитой контакт — стратиграфически несогласный. Мощность свиты 300—600 м.

Породы еландинской свиты содержат богатые фаунистические комплексы трилобитов и брахиопод. В нижней части разреза в правом борту долины р. Верх. Еланда в 5 км выше дер. Еланда собраны трилобиты: *Peronopsis* cf. *insignis* (Waller.), *P. fallax minor* (Brogg.), *P. cf. interga* (Beurich), *P. fallax similis* Iegor., *Orloviella primaeva* Lerm., *O. elandensis* Iegor., *Paraorlovina procerca* Iegor., *P. curta* Iegor., *Aldanaspis* sp., *Koldiniella altaica* M. Roman., *Hypagnostus* cf. *brevifrons* (Ang.) и др.; брахиоподы: *Micromitra sculptilis* Walc., *Prototreta convexa* Aks., *Lingulella* sp., *Schizambon reticulatus* Mac Kinnon, отвечающие еландинскому времени майского века среднего кембрия. В верхах разреза отложения содержат органические остатки усть-кульбичского времени аюссокканского и низов сакского века позднего кембрия. Наиболее полно они представлены по правому борту р. Ниж. Еланда. Здесь собраны трилобиты: *Homagnostus fusus* E. Roman., *H. cf. fecundus* Pokr., *Connagnostus tandoskiensis* E. Roman., *Hypagnostus correctiformis* E. Roman., *H. cf. subblatus* Ivsh., *H. aff. durus* Opik., *Prechousia foveolata* E. Roman., *P. cf. alata* Palmer., *Koldinia* cf. *minor* Kob. и др. [319]. В целом возраст свиты определяется в интервале конец майского века среднего кембрия—начало сакского века позднего кембрия.

Тандошинская свита (E_{2-3}^{tn}) закартирована в северо-западной части Уймено-Лебедской СФЗ по рекам Верх. Ынырга, Чойка и руч. Кульбич. В разрезе преобладают зеленовато-серые, табачно-зеленые, реже лилово-серые, лиловые алевролиты, аргиллиты и полимиктовые, иногда кварцевые разнозернистые, песчаники. Встречаются линзовидные прослои серых и пестроокрашенных известняков, гравелитов, конгломератов с галькой известняков, базальтов, диоритов, плагиогранитов, кремнистых пород и риолитов. На смежной площади близ северной рамки листа по правому борту долины р. Бия ниже устья реки в верхней части разреза свиты обнаружены редкие слои (1—5 см) фосфатоносных песчаников и гравелитов [364]. Фосфатная минерализация представлена обломками окатанных черных фосфоритов размерами до 0,5 см, с насыщенностью пород обломками фосфорит до 25 % их объема. Основание свиты в районе не вскрывается, но в пределах смежного листа N-45 она с угловым несогласием залегает на различных горизонтах нижнего и среднего кембрия [320, 307, 364], со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями кульбичской свиты позднего кембрия.

В низах разреза свиты по левобережью руч. Каменушка (правый приток р. Верх. Ынырга) в 1,2 км выше устья [320] (стратотип алтыргаинского горизонта среднего кембрия) собрана фауна трилобитов: *Hypagnostus* sp., *Diplagnostus* sp., *Pianaspis attenuata* (Lerm. et N. Tchern.), *Diplagnostus* ex gr. *planicauda* (Ang.), *Pianaspis* cf. *attenuata* (Lerm. et N. Tchern.), *Peronopsis*

sp., *Hypagnostus* cf. *clipeus* Whit., *Acrocephalites* ex gr. *stenometopus* (Ang.), «*Ptychoparia*» aff. *tchabdensis* N. Tchern., *Dignaceps* sp., *Anomocariopsis* sp. Из средней части разреза на водоразделе руч. Широкий и р. Верх. Ынырга [320] (соответствует верхнееландинскому горизонту) собрана фауна трилобитов *Pianaspis attenuata* (Lerm. et N. Tchern.), *Solenopleura urjakhensis* N. Tchern. Там же, но чуть западнее — в линзовидных прослоях известняков на южном склоне горы Цыган установлены трилобиты: *Acrocephalites stenometopus* Ang., *Orloviella?* sp., *Homagnostus fecundus* Pokr., *Agnostus angustus* Pokr. и брахиоподы: *Diraphora* sp., *Prototreta* sp., *Obolus* sp. [363].

Верхние части разреза свиты вскрываются в приустьевой части руч. Кульбич по правому борту его долины. Здесь обломочные известняки содержат остатки трилобитов: *Orloviella* cf. *dubia* Lerm., *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Phoidagnostus* cf. *bituberculatus* (Ang.), *Peronopsis insignis* (Waller.), *Acmarrhachis* cf. *karatauensis* Ergal. и другие формы, характерные для верхней части верхнееландинского горизонта среднего кембрия, хотя не исключены самые низы аюссокканского яруса верхнего кембрия. Выше по разрезу (в стратотипе усть-кульбичского горизонта позднего кембрия) обнаружены остатки трилобитов: *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.), *Aspidagnostus altaicus* (Ivsh.), *Ajrikina mera* E. Roman., *Proceratopyge nathorsti* Wgard., *Kormagnostella glabrata* E. Roman. и др. [415].

Базальные слои тандошинской свиты известны лишь в стратотипической местности по р. Тандошка (лист N-45), где их мощность составляет около 400 м. Здесь они представлены в нижней части (до 100 м) переслаивающимися гравелитами, конгломератами и песчаниками, а в верхней — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с остатками трилобитов: *Ciceragnostus* cf. *cicer* (Drogg.), *Centropleura oriens* N. Tchern., *C. loveni* Lerm. et N. Tchern., *Hypagnostus* cf. *truncatus* (Drogg.), *H. brevifrons* (Ang.), *Solenopleura lenaica* Lerm., характерными для арайгольского времени майского века [212, 319]. Возраст свиты в целом определен как майский век среднего кембрия — начало сакского века позднего кембрия.

Каратошская свита ($E_{2-3}kr$) распространена на востоке территории листа M-45, там же, где и кохошская свита. В ее составе — зелено- и пестроцветные ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, редко гравелиты, конгломераты, местами кремнисто-глинистые сланцы, яшмоиды. Мощность свиты 2500–3700 м. Свита стратиграфически несогласно перекрывает флишоиды кохошской свиты и, в свою очередь, трансгрессивно, с размывом, перекрывается верхнеордовикско-нижнесилурийскими образованиями онинской свиты. Палеонтологически свита не охарактеризована. С учетом положения свиты в разрезе, отсутствия в составе отложений (в отличие от подстилающей кохошской свиты) продуктов вулканической деятельности, время ее образования условно определяется средним — поздним кембрием.

Кумурлинская свита ($E_{2-3}km$) распространена на северо-западных склонах Курайского хребта, в бассейне р. Башкауз и в верховьях р. Чульшман. Свита сохраняет в целом близкий состав и тот же характер переслаивания пород, что и нижележащая арташская свита, но содержит прослой серо-фиолетовых, фиолетовых алевролитов и глинистых сланцев, серовато-вишневых песчаников. Второй отличительной чертой является появле-

ние в разрезах кумурлинской свиты пластов хаотических гравитационных микститов с обломками местных осадочных пород. Мощность свиты 1000–1400 м. Она согласно наращивает разрез артлашской свиты (граница условно проводится по появлению в разрезах пестроцветных пород) и со структурным несогласием перекрывается осадочно-вулканогенными образованиями кужебазинской свиты нижнего девона. По правому борту р. Верх. Ильдугем в разрезе свиты выявлены микрофоссилии: *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *L. sp.*, *Symplastosphaeridium sp.*, характерные для отложений в возрастном интервале верхней рифей–кембрий [317]. Учитывая положение свиты в разрезе и согласно серийной легенде, возраст свиты дан в пределах средний–поздний кембрий.

Кульбичская свита (E_3kl) занимает небольшие участки в правобережье руч. Кульбич в его устье и в верховьях р. Ниж. Еланда (Чепошская подзона Бийско-Катунской зоны). В ее составе выделяются пестроцветные косослоистые песчаники, алевролиты, известняки, полимиктовые конгломераты. Свита несогласно залегает на отложениях тандошской и еландинской свит. Верхняя граница – эрозионная. Стратотипический разрез вскрывается вдоль подошвы правого борта долины руч. Кульбич.

В пестрых водорослевых известняках собрана фауна трилобитов: *Pedinocephalina? altaica* Petrun. sp. n., *Pedinocephalina sp.*, *Parakoldinia cf. salairica* (Siv.), *Pseudagnostus sp.*, *Emsurina sp.*, *Kazellina cf. amsassensis* Siv., *Ketyna? kulbitchensis* Petrun. sp. n., *Bellaspina sp.* и брахиопод *Billingsella cf. kulumbensis* Yadr., *Eoorthis cf. palmula* Yadr., *Eo. cf. sabus* Walcott, относящаяся к верхам шорского или к нижней части золотокитатского горизонта. Стратиграфически более высокий фрагмент разреза кульбичской свиты обнажается в верховье р. Ниж. Еланда, где представлен конгломератами, песчаниками и алевролитами зеленовато- и желтовато-серого цвета мощностью 335 м. В алевролитах собраны трилобиты верхней части золотокитатского горизонта: *Lophorites sp.*, *Parabolina cf. sinuata* Petr., *Plicatotoлина sp. ind.*, *Pseudagnostus sp.*, *Machairagnostus cf. kuznetskiensis* Petr., *Asiocephalus sp.*, *Parabolinites sp.*, *Promegalaspides sp.* [319]. Мощность свиты в целом более 485 м. По фауне свита датируется концом сакского–аксайским веками позднего кембрия.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ– ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Горноалтайская серия (E_2-O_1gr) широко распространена в пределах Ануйско-Чуйской, Чарышско-Талицкой, Холзуно-Чуйской и Улгий-Юстыдской СФЗ. К ней отнесена мощная флишоидная толща – ритмично переслаивающиеся зелено- и лилово-серые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, местами гравелиты, конгломераты, линзы пестрых кремней, яшмоидов, гематито-кварцитов, олистостром. По относительной крупности обломочного материала и преобладающей окраске пород серия условно подразделяется на две подсерии – нижнюю и верхнюю, причем раздельное изображение этих подсерий разными авторами субъективно и неповторимо. В этой связи мы отказались показывать на Гостгеолкарте-1000

горноалтайскую серию расчлененной на подсерии. Отложения дислоцированы в сжатые линейные, участками изоклинальные наклонные, до опрокинутых, складки. Характерна многопорядковая разномащтабная ритмичность, где пачки (от первых метров до 60–100 м) пород с отчетливо проявленной микро- и мезоритмичным строением чередуются с мощными (до первых сотен метров) неритмичными пачками. В общем для ритмично-слоистых пород серии характерны двухкомпонентные элементарные ритмы мощностью от нескольких см до 3–5 м, иногда более. Преобладают многослой в 0,5–1,5 м.

Более грубое чередование ритмов отмечается в нижних частях серии. Ритмы начинаются с полимиктовых или кварц-полевошпатовых средне-мелкозернистых градационно-слоистых песчаников, алевропесчаников, которые сверху сменяются алевролитами и хлорит-серицитовыми, иногда глинисто-кремнистыми сланцами, характеризующимися разнообразными (мелкомасштабной волнистой, тонкослоистой и массивной) текстурами. В основании наиболее крупных элементарных ритмов встречаются крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты с галькой кремнистых пород, известняков, алевролитов и реже эффузивов среднего и основного состава. Верхи часто размыты. Преобладают в разрезе серии зернистые породы, которые составляют не менее 2/3 от ее общей мощности.

Олистостромы в составе серии распространены в южной части Бийской подзоны Бийско Катунской СФЗ в полосе от района с. Бирюля до верховий р. Элюнда. Здесь олистостромы залегают среди ритмично-слоистых песчано-глинистых отложений в виде линзообразных тел мощностью от первых метров до 100 м, протяженностью в десятки и сотни метров, а также в виде отдельных крупных олистолитов размерами до сотен метров или их хаотических скоплений. Обломочный материал, размером от 3–4 см до 1 м, сложен светло- и темно-серыми массивными, иногда брекчиевидными известняками, силицилитами, реже обломками эффузивов среднего и основного состава. В кремнисто-глинистом цементе одной из этих линз, на правом борту р. Моштуайры в 1100 м выше устья последней, установлены единичные спикеры губок и радиоларий [333]. Отдельные глыбы и их скопления распространены весьма неравномерно, представлены известняками и силицитами. Крупные глыбы сопровождаются шлейфами мелких обломков. Редкие рассеянные олистолиты вишневого туфов среднего состава отмечены в низах серии в восточной части Талицкого блока на горе Поворот [140]. Мощность горноалтайской серии составляет 2000–2500 м.

По положению в разрезе и находкам органических остатков нижняя возрастная граница серии определяется майским веком среднего кембрия. Верхняя граница серии, несомненно диахронная, что подтверждается ее соотношениями с вышележащими отложениями и последними находками органических остатков в ее разрезах в пределах Ануйско-Чуйской и Чарышско-Талицкой зон. В Кадринско-Баратальском блоке ее верхняя возрастная граница определяется как поздний кембрий (см. описание белькенской свиты), в западной части Ануйско-Чуйской и южной части Чарышско-Талицкой зон – аренигским веком раннего ордовика [120, 240]. В то же время серия несогласно перекрывается породами воскресенской свиты с

фауной ареннигского возраста у с. Усть-Чагырка в Чарышско-Талицкой зоне (на смежном листе М-44) [189].

Песчанская толща (E_2-O_1ps) развита в юго-западной части Каимско-Аламбайской СФЗ в пределах Песчанского (с. Лютаево, бассейны рек Песчаная и Быстрая) и Каменского (бассейны рек Каменка, Сосновка, Бол. Щемилровка и Кыркыла) аллохтонов. В составе толщи выделяются песчаники полимиктовые вулканокластические, алевролиты, реже гравелиты, конгломераты, лейкобазальты и андезиты, их туфы, олистоплаки яшмоидов, известняков. Преобладают ритмично переслаивающиеся зелено- и лилово-серые алевролиты, филлиты, полимиктовые и вулканокластические песчаники; участками в подчиненном количестве присутствуют пласты пестроцветных мелкопорфировых и афировых, иногда миндалекаменных лейкобазальтов, реже андезибазальтов, андезитов и силлы плагиориодацитов. Изредка в разрезах наблюдаются маломощные прослои красноцветных кремнистых пород, горизонты внутрiformационных гравелитов и мелкогалечных конгломератов, линзовидные тела карбонатно-кремнистых олистостром и гравитационных микститов [318]. Песчанская толща с размывом и угловым несогласием перекрывается ханхаринской свитой среднего ордовика, основание не вскрывается.

Особенностью толщи является ее определенное сходство с верхней частью горноалтайской серии и в частности с белькенекской свитой, от которой она отличается лишь по присутствию эффузивов. Разрезы представлены ритмично переслаивающимися пачками (до 200 м, реже более) тонко- и мелкоградационно-слоистых пород (мелкозернистых песчаников, алевролитов и филлитов, в верхних частях элементарных ритмов изредка появляются слойки, мощностью от первых мм до 1 см, вишневых кремнисто-глинистых сланцев и кремней, иногда ритмы начинаются с прослоев гравелитов и конгломератов) с относительно однородными пачками (100–200 м) неравномерно переслаивающихся разномасштабных песчаников и алевролитов, среди которых редко встречаются, обычно маломощные, линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. Спорадически, севернее и северо-восточнее с. Лютаево, среди терригенных пород встречаются неправильно-пластовые и линзовидные тела, мощностью от первых десятков метров до 100 м, при протяженности в первые сотни метров, олистостром с беспорядочно-хаотической внутренней структурой и с неравномерным распределением включений в песчано-алевритовом матриксе. Обломочный материал последних, размером от гравийного до крупноглыбового, представлен серыми, светло-серыми известняками, яшмоидами, фтанитами, эффузивами среднего и основного состава. Иногда встречаются отдельные крупные (до 150 м) глыбы-олистоциты светло-серых известняков и лиловых яшмоидов.

Эффузивы составляют до 15–20 % разреза толщи и приурочены главным образом к ее средней части. Чаще они слагают отдельные потоки мощностью до 10–20 м, реже их серии мощностью до 500 м. По петрохимическим особенностям преобладают среднетитанистые лейкобазальты, в подчиненном количестве отмечаются андезиты, промежуточные между толеитами N-COX и островодужными толеитами [367]. В Каменском блоке редко отмечаются единичные силлы серых плагиориодацитов. Мощность толщи более 2500 м.

У с. Лютаево в обломках кремнистых пород из олистостром выявлены спикулы губок среднего—позднего кембрия [319]. Учитывая сходство терригенных пород толщи с отложениями горноалтайской серии и определенную аналогию ее базальтоидов с среднекембрийско-раннеордовикскими эффузивами орлиногорско-ариничевского и чебуринско-краснянского вулканических комплексов Салаира, возраст толщи устанавливается в интервале средний кембрий—ранний ордовик (тремадок).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Камлакская свита ($O_1 km$) слагает ряд мелких грабенообразных структур по право- и левобережью р. Катунь в районе поселков Камлак, Верх-Анос и Усть-Муны в пределах Бийско-Катунской СФЗ. Она сложена чередующимися пачками мелководно-морских и прибрежных пестроцветных терригенных (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты) и карбонатных (известняки, часто глинистые, алевритистые и песчанистые) пород.

Подосва свиты не вскрывается; западнее п. Верх-Анос она с несогласием перекрывается отложениями верхнеануйской серии. В стратотипическом разрезе по р. Камлак пластах (6—8 м) светло-серых, розово-серых известняков собраны трилобиты: *Acrocephalina contracta* Petrun., *Bilacunaspis* sp., *Proapatokephalops altaicus* Petrun., *Lusampa cupoides* Petrun., *Niobella altaiensis* Petrun., *Sibiriopeltis eximius* Petrun. и др. Ниже по разрезу в пачке (34 м) светло-серых массивных известняков собраны остатки трилобитов: *Niobella altaiensis* Petrun., *Kaltykelina altaica* Petrun., *Glaphurus kamlakianus* Petrun., *Apatokephalus kamlakensis* Petrun., и др.; брахиопод: *Apheortis vicina* (Walc.), *Finkelburgia* ex gr. *arbucklensiformis* Severg., *Nanorthis shoriensis* Severg., *Niobella altaiensis* Petrun., *Kaltykelina altaica* Petrun., *Glaphurus kamlakianus* Petrun. *Amzasskiella mirabilis* Polet., *Eisenack euloma shorica* Petrun., *Shumardia pusillina* Polet., *Kaltykelina* sp., *Apatokephalus* ex gr. *serratus* (Sars.), *Glaphurus* sp., *Amzasskiella mirabilis* Polet. и др. Здесь же в алевролитах найдены хитинозои *Desmochitina minor erinacea* и др. В низах разреза в глинистых известняках и желтовато-серых алевролитах собраны граптолиты: *Bryograptus* aff. *ramosus* Bugger, *B.* aff. *kjerulfi* Lapworth, *Troigraptus osloensis* Mons., *Aletograptus hyperboreus* Obut et Sob. и др.; трилобитов: *Apatokephalus* ex gr. *serratus* (Sars.), *Kaltykelina gracilis* Petrun., *Amzasskiella mirabilis* Polet., *Hysterolenus verus* Petrun. и др. Мощность свиты по разрезу более 2000 м.

Сходный характер отложений установлен в тектонических блоках в районе с. Верх-Анос. Ранее отложения данного участка рассматривались в составе вулканогенно-осадочной агайринской свиты [331]. В последние годы установлено [367], что вулканогенные образования тектонически совмещены с отложениями тремадока и относятся к онгудайской свите девона. По комплексу трилобитов и брахиопод карбонатно-терригенные отложения, развитые на данном участке, сопоставляются с нижней границей стратотипического разреза. Органические остатки датируют отложения свиты тремадокским веком (добринское и таянзинское время по региональной шкале). Аналог ишпинской — чойская свита закартирована на небольшой

площади в западной части Кебезенского блока Уймено-Лебедской СФЗ на двух разобренных участках по рекам Тырга и Чойка. Для свиты характерен терригенный состав (зелено-серые, серые, реже лиловые алевролиты, алевропесчаники, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники, конгломераты с галькой гранодиоритов, тоналитов, диоритов, риолитов, дацитов, гранит-порфиоров, диабазов, песчаников, алевролитов и кремнистых пород) с весьма незначительной примесью карбонатного материала в виде единичных маломощных линзовидных прослоев серых известняков в верхней части ее разреза. Нижняя граница с тандошинской свитой носит характер параллельного несогласия, верхняя — эрозионная.

Опорный разрез свиты, составленный по отдельным обнажениям и горным выработкам [320] по лево- и правобережью р. Тырга вкост долины в 0,9 км выше ее устья, включает переслаивание конгломератов пестрой окраски с прослоями и линзами табачно-зеленых, серых песчаников, алевропесчаников и алевролитов с остатками трилобитов *Onchonotellus* sp. ind. Здесь же, чуть ниже по разрезу в алевролитах собраны остатки трилобитов *Proteuloma* sp. ind. Зелено-серые алевролиты содержат остатки микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.). Мощность свиты по району более 1140 м. Повсеместно нижние части разреза свиты представлены чередованием фаций валунно-галечниковых отложений и песчано-алевролитовых осадков зоны волнений прибрежной части моря, которые в верхней части разреза сменяются фацией глинисто-алевролитовых осадков, отлагавшихся в более глубоководной части шельфа в относительно спокойных условиях.

Возраст свиты надежно обоснован находками трилобитов: *Micragnostus curtirachiatus* Petrun., *Leiagnostus* cf. *franconis* S d z u y, *Proteuloma limata* Petrun., *Bilacunaspis angusta* Petrun., *Ivshinaspis orispa* Petrun., *Bavarilla tchoica* Petrun., *Acanthopleurella unica* Petrun., *Charchaia altaica* Petrun. и мн. др. [189] в стратотипе близ северной рамки листа у устья руч. Тура (лист N-45), которые позволяют отнести ее к добринскому времени (по региональной шкале) тремадокского века раннего ордовика.

Ишпинская свита ($O_1i\bar{s}$) в пределах района слагает небольшое поле в левобережье р. Бия ниже устья р. Пыжа у северной рамки листа (крайняя южная часть Кебезенского блока). На этом участке она представлена пестроцветными алевролитами, алевропесчаниками, полимиктовыми и аркозовыми, реже кварцевыми песчаниками. Севернее, в основном ареале развития отложений свиты (центральная часть Кебезенского блока) в ее разрезах присутствуют известняки, гравелиты, конгломераты с галькой плагиигранитов, аплитовидных гранитов, габбро, дацитов, андезибазальтов, андезитов, известняков, кремнистых и терригенных пород. Здесь же она со стратиграфическим несогласием залегает на образованиях тандошинской свиты среднего—верхнего кембрия и в свою очередь с размывом и угловым несогласием перекрывается отложениями тулойской свиты аренига—лланвирна; в районе ограничения у свиты тектонические. В целом разрезы свиты представляют собой мелководно-морские фации отложений, при этом преобладают мелкозернистые осадки волнового поля, среди которых спорадически появляются фации крупнозернистых песков и галечников, накопление которых шло в зонах развития донных течений или прибрежно-морских условиях. Мощность свиты в районе около 400 м, а в целом более 2000 м.

В стратотипической местности по право- и левобережью р. Бия у пос. Верх-Бийск (лист N-45) разрезы свиты в нижней части охарактеризованы раннетремадокскими (добринское время) трилобитами: *Apatokephalus* cf. *nyaicus* Ros. *Pseudoacrocephalites ishpensis* Petrun., *Ishpella reptantina* Petrun., *Mansiella altaica* Petrun., *Proapatokephalops altaicus* Petrun., *Tropidopyge ishpensis* Petrun. и др.; в верхней части — поздне-тремадокскими (таянзинское время) трилобитами: *Apatokephalus* ex gr. *serratus* (Sars.), *Amzasskiella mirabilis* Pol., *A. obliqua* Petrun., *Shumardia optima* Petrun., *Sh. pusillina* Pol., *Ceratopyge mengalensis* Petrun., *Hysterolenus* sp., *Glaphurus* cf. *coronatus* Z. Max.; брахиоподами: *Finkelburgia* aff. *delicatula* Cooper., *Nanorthis shoriensis* Se v. Известны также находки граптолитов из нижних частей разреза *Archaeodictyota* aff. *dragunovi* Obut et Sob., *Acanthograptidae* Bulman, из верхних — *Clonograptus* aff. *tenellus* (Linn.), *Kiaerograptus kiaeri* (Monsen), *Anisograptus* sp. [189, 319]. Эти остатки надежно обосновывают возраст свиты тремадокским веком раннего ордовика.

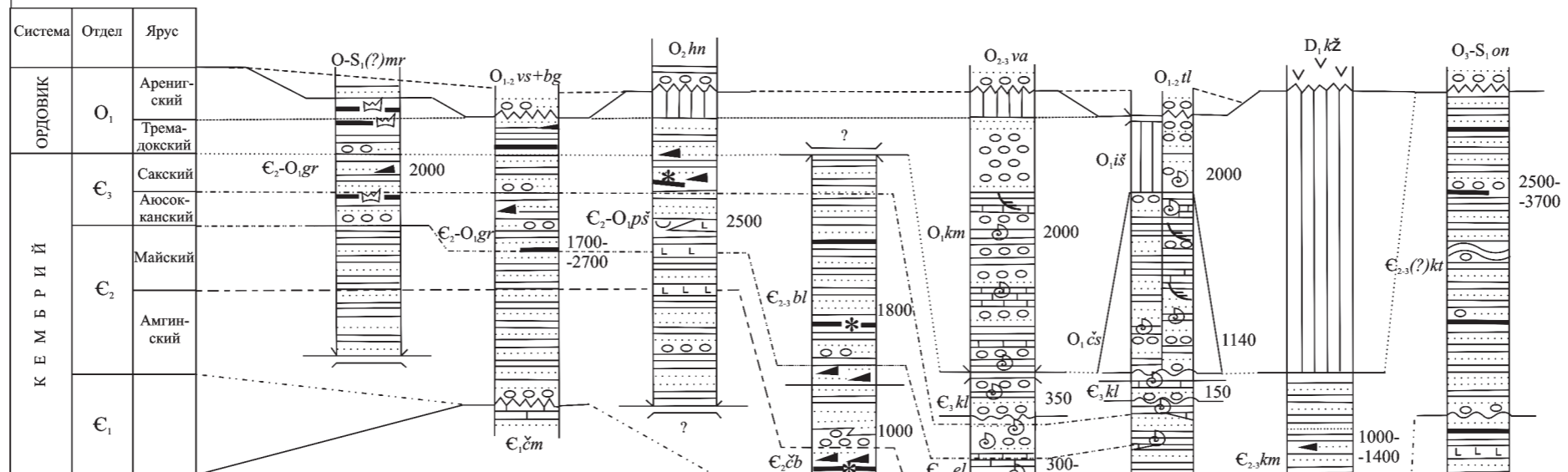
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ, СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Стретинская серия (O_{1-2st}) широко развита в северо-восточной части Горного Алтая по право- и левобережью р. Бия от пос. Турочак на севере до субширотного отрезка Телецкого озера на юге в пределах Уймено-Лебедской и Кондомско-Лебедской зон и объединяет в своем составе тулойскую и карасинскую свиты.

Тулойская свита сложена алевролитами, алевропесчаниками, мелко-среднезернистыми, реже крупнозернистыми, главным образом полимиктовыми, иногда аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Менее распространены глинистые сланцы, гравелиты и конгломераты. Окраска пород зеленовато-серая, серая, реже лиловая. Отложения свиты трансгрессивно перекрывают разные горизонты кембрия и нижнего ордовика (тремадок) с мощной (до 150 м) пачкой переслаивающихся пестроцветных мелкогалунно-галечных конгломератов гравелитов и гравелитопесчаников. В гальке конгломератов присутствуют вулканиты средне-основного, реже кислого составов, габбро, диориты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые монцодиориты, граносиениты, кремнистые и терригенные породы. Верхний контакт с карасинской свитой согласный. Для свиты характерно ритмичное переслаивание слагающих ее пород. По текстурно-структурным особенностям последних разрез свиты представляет собой пестрый набор прибрежно-морских литоральных фаций приливно-отливной зоны и мелководно-морских фаций песков и алевролитов волнового поля. Мощность тулойской свиты в районе 900–1400 м, в северном направлении по рекам Тулой и Лебедь (в пределах смежной площади) увеличивается до 1600–2650 м.

Палеонтологически, наиболее детально отложения свиты изучены на смежной площади близ северной рамки листа по рекам Тулой, Лебедь и Тагаза. Большая по мощности часть ее разреза (кроме верхов) охарактеризована комплексами граптолитов всех аренигских граптолитовых зон межрегиональной стратиграфической шкалы (снизу вверх): зона *approximatus*,

Структурно-формационные зоны	Чарышско-Талицкая	Ануйско-Чуйская, Коргано-Терехтинская и Холзуно-Чуйская	Каимско-Аламбайская	Бийско-Катунская		Уймено-Лебедская	Телецко-Чулышманская	Центрально-Западносааянская
				Юго-восточная часть	Северо-Западная часть			



Обозначения подразделений в колонках:

- | | |
|--|-------------------------------------|
| $D_1 k\check{z}$ – кужебазинская свита | $E_{2,3} el$ – еландинская свита |
| $O-S_1(?)mr$ – маралихинская свита | $E_{2,3} tn$ – тандошинская свита |
| $O_{1,2} vs+bg$ – воскресенская и бугрыштинская свиты объединенные | $E_{2,3} kt$ – каратошская свита |
| $O_2 hn$ – ханхаринская свита | $E_2 \check{c}b$ – чибитская свита |
| $O_{1,2} tl$ – тулойская свита | $E_{1,2} us$ – устьсеминская свита |
| $O_1 i\check{s}$ – ишпинская свита | $E_{1,2} usk$ – ускуцкая свита |
| $O_1 \check{c}s$ – чойская свита | $E_1 \check{c}m$ – чемальская свита |
| $O_1 km$ – камлакская свита | $E_1 sd$ – сардыминская свита |
| $E_2-O_{1,2} gr$ – горноалтайская серия | $E_1 kh$ – кохошская свита |
| $E_2-O_{1,2} p\check{s}$ – песчанская толща | $E_1 \check{c}p$ – чепошская свита |
| $E_3 kl$ – кульбичская свита | $E_1 tr$ – тырганская свита |
| $E_{2,3} bl$ – белькенекская свита | $E_1 ma$ – малоабаканская толща |
| $E_{2,3} km$ – кумурлинская свита | |

Условные обозначения:

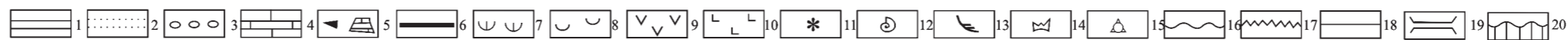


Рис. 4. Схема корреляции среднекембрийских и нижнеордовикских отложений.

1 – аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – известняки; 5 – олистостромы, олистолиты; 6 – пласты кремней; 7 – туффиты, вулканотерригенные породы; 8 – туфы; 9 – лавы средне-основного состава; 10 – лавы основного состава; 11–15 – органические остатки: 11 – спикулы губок; 12 – морские беспозвоночные; 13 – граптолиты; 14 – конодонты; 15 – микрофоссилии; 16–20 – геологические границы: 16 – стратиграфически несогласные, 17 – угловое несогласие, 18 – согласные, 19 – тектонические, 20 – стратиграфические перерывы.

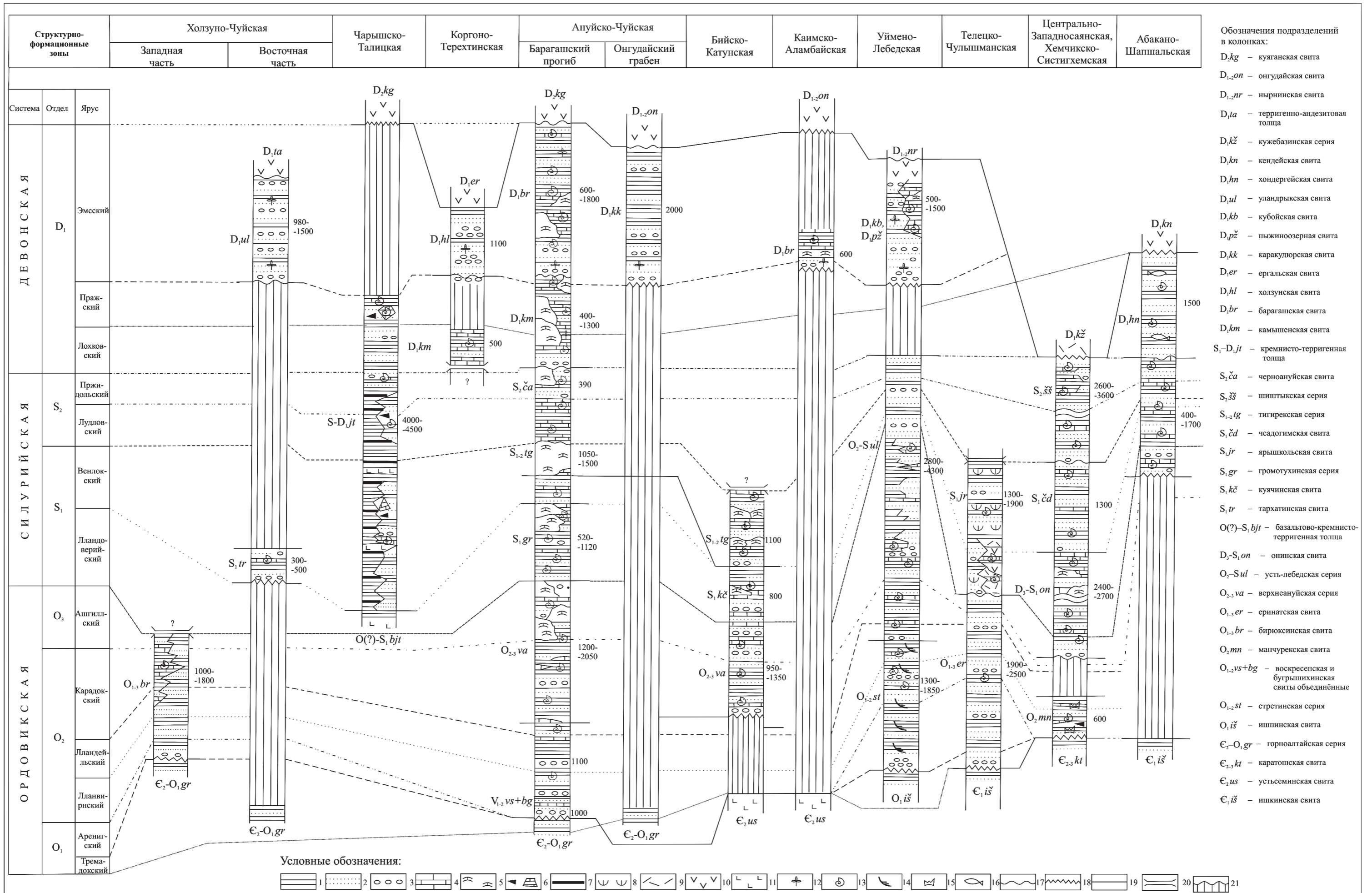


Рис. 5. Схема корреляции ордовикско-нижнедевонских отложений.

1 – аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – известняки; 5 – рифовые массивы; 6 – олистостромы, олистолиты; 7 – пласты кремней; 8 – туффиты, вулканотерригенные породы; 9 – лавы кислого состава; 10 – лавы средне-основного состава; 11 – лавы основного состава; 12–16 органические остатки: 12 – макрофлора; 13 – морские беспозвоночные; 14 – граптолиты; 15 – конодонты; 16 – ихтиофауна; 17–21 – геологические границы: 17 – стратиграфическое несогласие, 18 – угловое несогласие, 19 – согласные, 20 – тектонические, 21 – стратиграфические перерывы.

с зональным видом *Paratetragraptus approximatus* (Nich.); зон *densus* и *angustifolius elongatus* с *Phyllograptus densus* Turq., *Acrograptus balticus* (Tulberg), *Expansograptus suecicus* Tullb., *Pendeograptus* aff. *pendens* Elles, *Phyllograptus angustifolius elongatus* Bulm. и др.; выделенная условно подзона *gibberulus* одноименной комплексной зоны с *Expansograptus extensus* (Hall), *Isograptus gibberulus* (Nicholson) и др.; подзона *hirundo* зоны *gibberulus* с *Expansograptus hirundo* (Salt.), *E. taimyrensis* Obut et Sob., *Isograptus gibberulus* (Nicholson) и др. В верхней части тулойской свиты найдены трилобиты: *Homotelus distinctus* Petr., *Levirobergia ojrotica* Petr., *Remopleuridiella altaiensis* Petr., *Megalaspidicus amplus* Petr., *Eorobergia integra* Petr., *Lonchodomas tuloensis* Petr., *Vogdesia? tuloensis* Petr., *Remopleurides* sp. и др.; брахиоподы: *Isophragma extensum* Соор., *Archaeorthis altaica* Sev., *Idiostrophia tuloviensis* Sev., *Ujukites orientalis* Sev. и др. относящиеся к нижней половине лланвирна [189, 319]. Возраст свиты определяется в объеме аренигского века раннего ордовика—начала лланвирнского века среднего ордовика.

Карасинская свита представлена зелено-серыми, серыми и красноцветными, иногда в разной мере известковистыми алевролитами, алевропесчаниками, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Изредка, изолированно среди тонкозернистых горизонтальнослоистых осадков встречаются линзовидные прослои и линзы глинистых и песчанистых биокластических известняков, сложенных детритом скелетных частей гастропод, брахиопод, трилобитов, криноидей, мшанок и кораллов. В основании залегает довольно выдержанная по площади пачка (14—80 м) зеленовато-серых, серых кварцевых разнозернистых песчаников, гравелито-песчаников с линзами, мощностью до 10 см, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащих гальку пестроцветных кремнистых пород. В пределах пачки часто встречаются обломки раковин гастропод и ортоцератид. Свита согласно наращивает разрез тулойской свиты и согласно перекрывается усть-лебедской серией. Мощность свиты 400—450 м.

Из нижней части стратотипического разреза свиты, расположенного в 400 м от северной рамки листа по правому борту долины р. Тулой ниже устья руч. Карасы, определены граптолиты: *Cryptograptus tricornis insectiformis* Rued., *Pseudoclimacograptus sharenbergi* (Larw.), *Amplexograptus* sp., брахиоподы: *Onniella* cf. *flava* (Havl.), *Rostricellula* ex gr. *ardmillanensis* (Dav.), *Ujukites* sp., *Isophragma extensum* (Соор.), *Christiania* aff. *subquadrata* (Hall); трилобиты: *Eorobergia metopsis* Petr., *Carolinites* sp., *Vogdesia? sp.*, *Lonchodomas* sp. В прикровельной части разреза свиты из прослоя алевролитов, мощностью 10—15 см, переполненного обломками раковин остракод, брахиопод, ортоцератид, гастропод, панцирей трилобитов, члениками стеблей криноидей, определены граптолиты: *Dicranograptus* sp., *Pseudoclimacograptus sharenbergi* (Larw.), *Amplexograptus* sp.; трилобиты: *Encrinuroides tuloicus* Petr., *Lonchodomas karasinensis* Petr., *Hammatocnemis* sp., *Nileus* cf. *tengriensis* Web., *Ceraurinella latigenata* Petr., *Atractopyge sibirica* Petr., *Calyptaulax alberti* Petr., *Raymondaspis altaicus* Petr., *Robergiella? margofere* Petr. и др.; брахиоподы: *Hesperorthis markovae* Rozm., *Trondorthis sibirica* Sev., *Glyptorthis primus* Sev., *Parastrophina bilobata* Соор., *Christiania* aff. *subquadrata* (Hall), *Glyptomena karasuensis* Sev. и др. [319]. По органическим остаткам карасинская свита относится к среднему ордовику (поздний лланвирн—ранний лландейло).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Еринатская свита ($O_{1-3}er$) распространена в восточной части Горного Алтая в бассейне верхнего течения р. Бол. Абакан и в бассейнах рек Кыга, Бол. и Мал. Улаган (Еринатский и Улаганский грабены). Представляет собой мощную толщу пестроцветных существенно терригенных, большей частью крупно- и мелкообломочных пород (кварцевые, полевошпатово-кварцевые разномасштабные песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты с галькой терригенных и кремнистых пород, кварца), в подчиненном количестве присутствуют глинистые сланцы и, редко, отмечаются линзовидные прослои известняков. В основании залегают базальные конгломераты, гравелитопесчаники с галькой кварцитов, яшм, кремнистых сланцев, терригенных и эффузивных пород разного состава. Свита с угловым несогласием перекрывает нижнекембрийские отложения ишкинской свиты и в свою очередь несогласно (несогласие скрытое) перекрывается нижнесилурийской ярышкольской свитой.

Разрез свиты представляет собой перемежающиеся друг с другом резко контрастирующие фации осадков прибрежной зоны, причем это чередование имеет ритмичный характер с уменьшением зернистости вверх по разрезу. Строение микро- и мезоритмов, текстурные особенности пород свидетельствуют о том, что обломочный материал поступал в результате действия приливно-отливных течений, а основная масса осадков сформировалась в условиях периодически осушаемого мелководья, лагун и аккумулятивных береговых форм. При проведении крупномасштабных геологосъемочных работ и детальном изучении разрезов свиты [94, 316] последняя по макроритмам обычно расчленяется на целый ряд подсвит и свит. А. И. Науменко [169] перевел еринатскую свиту в ранг комплекса, который он разделил на две серии и семь свит с собственными наименованиями. А. Б. Дергунов [94] в состав еринатской свиты включает вулканогенно-осадочную толщу, развитую по р. Бейкойру, в качестве верхней подсвиты. Эта толща была исключена из состава верхней части свиты и отнесена к вышележащей ярышкольской свите раннего силура на основе общности литологического состава, петрохимических характеристик вулканитов [449]. Мощность свиты составляет от 1900 до 2500 м. В средней части разреза свиты выявлены массовые скопления брахиопод *Angarella lopatini* Assat. и беззамковые брахиоподы семейства Lingulidae, характерных для аренигского и, возможно, лланвирского веков [316]. Согласно серийной легенде еринатская свита датируется ранним–поздним ордовиком. Надо отметить, что по своему вещественному составу еринатская свита практически идентична хорошо палеонтологически охарактеризованной аренигско-лланвирской тулойской свите стретинской серии, широко развитой в пределах Прителецкой фациальной подзоны. В связи с этим, на наш взгляд, возраст еринатской серии по аналогии с тулойской свитой логичнее было бы рассматривать в рамках аренигско-лланвирского веков (рис. 5).

Бирюксинская свита ($O_{1-3}br$) распространена в крайней юго-западной части площади в пределах Холзуно-Чуйской СФЗ. Наиболее широко она развита по право- и левобережью р. Катунь и в бассейнах ее притоков – рек Быструха, Бирюкса, Собачья и Зайченок, слагая здесь круп-

ную синклинали. К северо-западу от данного участка выходы свиты закартированы также по водоразделу рек Тихая Бирюкса—Столбовая Бирюкса и в бассейне р. Красноярка.

Свита представляет собой большей частью флишоидную толщу, сложенную ритмично переслаивающимися мелко-тонкозернистыми полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, участками известковистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами серо-зеленой, серой, изредка лиловой окраски. В нижней части толщи наблюдаются маломощные прослои гравелитов и средне-мелкогалечных конгломератов с галькой зеленых и лиловых сланцев, алевролитов, полимиктовых песчаников, кварца, долеритов и андезитов. На участке по водоразделу рек Тихая Бирюкса и Столбовая Бирюкса Ю. С. Перфильевым и др. [187] отмечены фациальные переходы в юго-западном направлении вышеописанных флишоидных терригенных отложений в карбонатно-терригенные осадки, которые представлены темно-серыми, серыми тонкослоистыми глинистыми сланцами, тонкозернистыми известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками и мощными (до 150–200 м) белыми, светло-серыми мраморизованными известняками с остатками перекристаллизованных члеников криноидей и обломков табулят. Очевидно, что здесь наблюдается смена терригенных турбидитовых фаций конуса выноса карбонатно-терригенными фациями шельфа открытого моря.

Бирюксинская свита в описываемом районе трансгрессивно залегает на среднекембрийско-тремадокских отложениях горноалтайской серии и также трансгрессивно с резким угловым несогласием перекрывается нижнедевонскими образованиями кумирской серии. Юго-западнее в пределах Республики Казахстан по р. Середчиха бирюксинская свита (по Ю. С. Перфильеву) согласно и постепенно перекрывается середчихинской свитой раннего силура. Мощность свиты 1000–1800 м. Возраст, учитывая палеонтологические данные, а также ее положение в разрезе, определяется в интервале аренигский век раннего ордовика—ашгиллский век позднего ордовика.

Ануйская серия (*Oan*), в основном представленная алевролитами, песчаниками, известняками, конгломератами, подразделяется на выделенные на карте нижнеануйскую и верхнеануйскую подсерии.

Нижнеануйская подсерия (O_{1-2na}) представлена воскресенской и бугрышихинской свитами. Нижняя — воскресенская свита имеет в своем составе темно-серые, зелено-серые алевролиты, серые известковистые песчаники, прослои серых известняков; в основании — полимиктовые конгломераты. Бугрышихинская свита развита по право- и левобережью р. Катунь на отрезке от р. Айлагуш на севере и до р. Аргут на юге в пределах Чуйского блока, также имеет ограниченное распространение по р. Песчаная в районе поселков Барагаш и Ширгайта и по р. Кан в районе пос. Яконур в Ануйском блоке Чарышско-Чуйской СФЗ. Сложена темными зеленоцветными и сероцветными алевролитами, иногда известковистыми, в которых на различных стратиграфических уровнях отмечаются линзы и невыдержанные по простиранию пачки и слои полевошпатово-кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов, очень редко темно-серых глинистых известняков. В основании залегает пачка (30–55 м) конгломератов с галь-

кой кварцитов, роговиков, кварца, гранитоидов, габбродолеритов, диоритов и риолитоидов. Свита несогласно залегают на флишоидах горноалтайской серии и согласно перекрывается карбонатно-терригенными породами ханхаринской свиты. Мощность составляет около 1100 м.

Отложения бугрышихинской свиты охарактеризованы несколькими точками местонахождений фауны, из них наиболее важными являются две выявленные по р. Ачик (левый приток р. Шавла). В первой точке из самого основания свиты В. Р. Савицким установлены брахиоподы *Ujukites tarlikensis* Andr., определяющие возраст вмещающих отложений нижней частью бугрышихинского горизонта среднего ордовика. Во второй точке из средней части разреза свиты З. Е. Петруниной определены трилобиты: *Lonchodomas* cf. *laevisculus* (Bill.), *Eorobergia* cf. *urceolata* Petrun., *Cybelurus* cf. *planus* Lev., *Nielus* sp. ind., *Encrinuroides?* sp. ind., характерные для верхней части бугрышихинского горизонта. Возрастной интервал формирования отложений свиты определяется как поздний лланвирн–ранний карадок среднеордовикского века. Мощность нижнеануйской подсерии 1500 м.

Верхнеануйская подсерия (O₂₋₃va) большей частью распространена в Ануйско-Чуйской СФЗ, широкой полосой протягиваясь с северо-запада на юго-восток Горного Алтая от междуречья Ануй–Песчаная до бассейна рек верхнего течения р. Катунь (реки Сумульга, Айлагуш, Чуя, Аргут); локально развита в пределах Чергинского (бассейны рек Булухта, Куяча, Прямая Сосновка) и Чепошского (р. Анос) блоков Бийско-Катунской СФЗ. В своем составе она объединяет нижнюю – ханхаринскую и верхнюю – техтенскую свиты В составе подсерии находятся зелено-серые известковистые алевролиты, песчаники, глинистые известняки и биогермы, в основании – конгломераты и оолитовые известняки (ханхаринская свита – до 1100 м), выше – рифовые известняки, сероцветные известковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, линзы полимиктовых конгломератов (техтенская свита – до 900 м). Мощность подсерии до 2000 м.

Ханхаринская свита сложена зелеными, зеленовато-серыми, серыми, редко лилово-серыми, лиловыми глинистыми сланцами, алевролитами, алевропесчаниками, полевошпатово-кварцевыми и существенно кварцевыми песчаниками. Участками породы в разной мере известковистые. Среди терригенных пород наблюдаются линзовидные прослои серых, обычно слоистых глинистых известняков, маломощные пласты (до 10 м) криноидных известняков и мелкие (1 × 1,5 м) линзовидные, куполовидные биогермные массивы водорослевых известняков, которые участками составляют до 15 % от общего объема свиты, преобладая в верхних частях разреза. В нижней и средней части разреза свиты в северной части Ануйского и Чергинском блоках в заметных количествах присутствуют гравелиты и конгломераты с галькой кремнистых пород и известняков, которые местами образуют мощные (до 120 м) пачки, протягивающиеся на многие километры. В центральных частях Ануйского и Чуйского блоков свита согласно перекрывает отложения бугрышихинской свиты среднего ордовика. В ряде разрезов в основании залегают горизонт (1,5–3 м) серых оолитовых известняков. В периферийных частях вышеперечисленных блоков, а также в Чергинском и Чепошском блоках она с резким угловым несогласием и базальной пачкой крупнообломочных пород (гравелито-песчаники, граве-

литы и конгломераты с галькой подстилающих отложений) в основании залегают на разных горизонтах венда—среднего кембрия. Верхняя граница свиты согласная, мощность 750—1100 м.

В местах развития отложений свиты на разных уровнях разреза нередко встречаются остатки брахиопод и трилобитов. В частности в пределах Чуйского блока в ее разрезах собраны брахиоподы: *Onniella chancharica* Severg., *Plectocamara uskuchiensis* Severg., *Sowerbiella sibirica* Severg., *Multicostella (Chaulistomella) amzassensis* Severg., *Eoplectodonta acuminata* (Holted.), *Cyclospira sulcata* Cooper., *Triplesia mongolica* Tchern., *Strophomena* cf. *lebediensis* Severg. et Rozm.; трилобиты: *Iaboganellus porrectilimbus* Petrun., *Sceptaspis katunica* Petrun., *Tricopleta* sp. ind., *Bronteopsis* sp. ind. По этим остаткам отложения датируются поздним карадоком [228, 303].

Техеньская свита введена в легенду Алтайской серии листов [449] сравнительно недавно, объединяет в своем составе выделявшиеся ранее в районе целый ряд местных свит (орловская, чакырская, диеткинская, карасукская, таарлаганская, булуктинская), которые характеризовали лишь узколокальные литологические особенности строения разрезов средне-верхнеордовикских отложений Ануйско-Чуйской СФЗ и Чергинского блока Бийско-Катунской СФЗ. Она сложена зеленоцветными, сероцветными, редко красноцветными в различной степени известковистыми глинистыми сланцами, алевролитами, полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, а также биогенными, органогенно-обломочными, песчанистыми и глинистыми известняками. В незначительном объеме, но, как правило, в качестве непременных участников разреза присутствуют конгломераты и гравелиты с обломками кварца, кремнистых пород, песчаников, долеритов и плагиогранитов.

Техеньская свита согласно лежит на ханхаринской свите верхней части среднего ордовика и согласно перекрывается чинетинской свитой раннего силура (нижняя половина лландовери). Свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью состава как по латерали, так и по вертикали: от существенно терригенного до терригенно-карбонатного и карбонатного. В целом она представляет собой сложнопостроенное терригенно-известняковое образование с широким развитием биогенных (коралловые, водорослевые, строматопоратовые) известняков, которые на разных участках замещаются терригенными и известково-терригенными отложениями. Известняки на разных стратиграфических уровнях образуют многочисленные разнообразные органогенные постройки от элементарных (калиптры) и простых (биогермы) до сложных и сложно-дифференцированных (биогермные и рифоидные массивы). Наиболее крупным телам рифоидов в составе свиты присвоены собственные имена: Изимский, Мутинский, Диеткинский, Яконурский, Айлагушский, Белобомский, Аргутский, Яломанский и др. [303, 438]. Мощность свиты 450—950 м.

Повсеместно в разрезах свиты встречаются остатки табулят, ругоз, строматопорат, брахиопод. В стратотипическом разрезе по р. Техень (Диеткен) определены табуляты: *Nyctopora dietkensis* Gal., *N. elandensis* Dz., *Catenipora dietkensis* Dz., *Sibiriolites koldorakensis* Dz., *Pragnella altaica dietkensis* Gal., *Wormsipora karasuensis* Dz., *Cyrtophyllum karasuensis* Dz., *C. kaniensis* Dz., *C. samyshiensis* Dz., *Plasmoporella kiaeri* Sok., *P. convextotabulata* Kiaer., *P. vesi-*

culosa Kiaer., *Proheliolites gracilis* Sok. и др.; ругозы: *Parabrachiellasma lebediensis* Tcherer., *Brachiellasma* cf. *altaica* Tcherer., *Ditoecholasma* sp. и др.; брахиоподы: *Catazyga anuensis* Sev., *Austinella* sp., *Rostricellula buriduinea* Rozm., строматопороидеи: *Clatrodiclyon kirgismicum amzassensis* V. Khalf., *C. cystosum* Pom., *Rosenella* cf. *amzassensis* V. Khalf. [319]. Также в разрезах свиты в ряде пунктов найдены граптолиты: *Orthograptus* sp., *O. ex gr. amplexicaulis* (I. Hall.), *Climacograptus longispinus supernus* T. S. Hall., *Dicelograptus* cf. *anceps* Nicholson, *Glyptograptus* cf. *ojsuensis* Koren et Mikhaylova, *Reteograptus* sp. [438]. Возраст свиты по палеонтологическим остаткам определяется ашгиллским веком позднего ордовика.

Манчурекская свита (O_2mn) слагает небольшой участок у восточной рамки листа в верхнем течении р. Ак-Хем (правый исток р. Ак-Суг) в пределах Центрально-Западносааянской СФЗ. Свита представлена зеленовато-серыми, сургучно- и вишнево-красными разномзернистыми полимиктовыми и существенно кварцевыми, участками известковистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, линзовидными прослоями и линзами темно-серых, серых в разной мере глинистых и песчаных органогенно-обломочных известняков. Реже отмечаются линзы плохосортированных, обычно слабоокатанных гравелитопесчаников, гравелитов, конгломератов с обломками кварца, алевролитов и песчаников, мелкие тела обвально-оползневых дресвяно-гравийных и щебнево-галечных микститов, экзотические глыбы-олистолиты, сложенные известковистыми песчаниками и известняками. Нижняя граница свиты в районе не вскрывается. И. К. Кокодзеевым наблюдались факты ее несогласного залегания на различных уровнях флишоидного комплекса [134]. Верхняя граница с онинской свитой стратиграфически несогласная.

В полной мере строение свиты характеризует разрез, детально изученный в последние годы на водоразделе р. Ак-Суг и ее левого притока руч. Усту-Сайдалык в 5 км восточнее от рамки листа. Здесь снизу вверх залегают [239]:*

1. Сургучно-красные мелкозернистые песчаники и глинистые алевролиты с редкими линзами, мощностью 0,2–0,5 м гравелитов, гравелитобрекчий и среднезернистых известковистых песчаников. В верхах пачки песчаники пестроцветные (зеленые и красные) среднезернистые 100
2. Серо-вишневые грубо- и крупнозернистые песчаники, гравелитопесчаники, нередко с «плавающей» мелкой галькой, линзами (до 0,3 × 0,5 м) конгломератов и конглобрекчий сменяющиеся вверх по разрезу сургучно-красными мелко- и среднезернистыми песчаниками 8,5
3. Зеленовато-серые, редко в верхней части линзовидными пятнами вишнево- и сургучно-красные глинистые алевролиты с относительно редкими линзовидными прослоями и линзами, мощностью от первых мм до 0,5 м глинистых и песчаных обломочно-детритовых известняков, реже мелко- и среднезернистых известковистых песчаников. Нередко, известняки и песчаники залегают в виде экзотических глыб (наиболее крупная глыба имеет куполовидную форму с плоским основанием длиной 6,2 м и высоту 2,8 м). Участками отчетливо проявлена пологоволнистая и линзовидная мезо- и микрослоистость, в средней части разреза в горизонте, мощностью 8 м, отмечаются флексуорообразные

* Здесь и далее мощность приведена в метрах.

складки подводнооползневое происхождения, где в алевролитовом матриксе заключены многочисленные сближенные друг с другом будинированные прослои (0,3—0,5 м) известняков. Известняки содержат остатки среднеордовикских брахиопод: <i>Dinorthidae</i> (из группы <i>Mimella-Heberilla</i>), <i>Camarotoechia</i> sp., <i>Hesperorthis</i> sp.; мшанок: <i>Phaenopora</i> sp., <i>Batostoma</i> sp., <i>Nicholsonella</i> aff. <i>pulchra</i> Ulr., <i>N. polaris</i> Modz., <i>Eridotrypa</i> sp., <i>Hallopora</i> sp., <i>Hemiphragma</i> (?) sp., <i>Dianulites</i> (?) sp., <i>Stellipora mantshurekensis</i> Modz.; хвостовые щиты трилобитов, членики криноидей, рогозы, раковины пелеципод, остракод и гастропод [49]. Н. В. Сениковым из известняковых прослоев и глыб выделены конодонты: <i>Phragmodus</i> sp. А, <i>Phragmodus</i> sp. В, <i>Phragmodus flexuosus</i> Moskalenko, <i>Drepanoistodus</i> cf. <i>suberectus</i> (Branson et Mehl), <i>Aphelognathus</i> sp. А.	202
4. Грубое переслаивание (слои от 2—3 м в нижней части и до 5—20 м в верхней) зеленовато-серых мелко-, в верхах мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов	97
5. Зеленовато-серые глинистые алевролиты с редкими линзовидными прослоями (мощностью до 10 см) светло-серых песчаных известняков. В верхней части пачки выявлены конодонты: <i>Phragmodus</i> cf. sp. А, <i>Panderodus</i> sp. А.	более 200

Мощность свиты в разрезе и по площади более 600 м. По литологическим и текстурным признакам, составу биоты предполагается, что осадконакопление происходило в весьма разнообразных прибрежно-морских и мелководно-морских достаточно открытых, относительно крутосклонных шельфовых обстановках, имевших благоприятные условия для широкой миграции нектонных организмов — конодонтов. Возраст свиты по последним данным определяется лланвирном—низами лландейло [239].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ— СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Усть-лебедская серия (O_2-S_{1ul}) введена в легенду Алтайской серии листов [449] для рационального свертывания при необходимости среднеордовикско-силурийских(?) отложений (гурьяновская, чеборская и точильная свиты); она развита в тех же районах, что и ниже-среднеордовикская стретинская серия, разрез которой согласно надстраивает.

Гурьяновская свита сложена преимущественно серыми, зелено-серыми, реже лиловыми в разной мере известковистыми алевролитами, алевропесчаниками, мелкозернистыми, полимиктовыми песчаниками. В небольших количествах отмечаются кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, глинистые и известково-глинистые сланцы, серые, темно-серые мергели, шламовые, мелко- и крупнодетритовые (с преобладающим раковинным детритом), в разной мере глинистые и песчаные известняки. В основании свиты местами фиксируются линзовидные горизонты полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В целом разрезы свиты в фаціальном отношении представляют собой разнообразные, прибрежно-морские отложения приливно-отливной зоны с переходами к мелководноморским фациям волнового поля. Свита согласно перекрывает отложения карасинской свиты (граница, по сути, биостратиграфическая и

«ловится» по смене в разрезе характерных комплексов ограниченных остатков). Верхний контакт с чеборской свитой также согласный. Мощность свиты 800–1200 м.

На многих уровнях свиты встречены остатки различных групп фауны—брахиоподы, гастроподы, пеллециподы, табуляты, ругозы, строматопороидеи, мшанки, криноидеи и трилобиты. Преобладают брахиоподы, распространенные по всему разрезу, кораллы приурочены к верхней части последнего. В нижней части свиты установлен комплекс брахиопод: *Apatomorpha altaica* Sev., *Onniella flava* (Havl.), *Eoanastrophia lebediensis* Sev., *Fascifera buraensis* Sev. и др.; трилобитов: *Carolinites lebediensis* Petr., *Ceraurinus* sp., *Anataphrus? lebediensis* Petr., *Proleorobergia pinguis* Petr., относящихся к верхнему лландейло—нижней половине карадока. Фаунистический комплекс из средней части свиты охарактеризован брахиоподами: *Boreadorthis togaensis* Sev., *Multicostella (Chaulistomella) amzassensis* Sev., *Dactylogonia subgeniculata* Sev., *Rostricellula ainsliei amzassica* Sev. и др.; трилобитами: *Ceraurinus icarus* (Bill.), *Chasmops tuloensis* Petr., *Iliaenus* sp. верхней половины карадоцкого яруса.

Комплекс фауны из верхов гурьяновской свиты содержит брахиоподы: *Austinella lebediensis* Sev., *Rhynchotretoides aincus* Sev., *Glyptorthis praepulchra* Sev., *Hesperorthis lebediensis* Sev., *Severginella schorica* (Sev.), *Anoptambonites grayae sibirica* Sev., *Triplesia ainca* Sev. и др.; табуляты: *Nyctopora minimalis* (Rad.), *N. elandensis* Dz., *Sibiriolites lebediensis* Dz., *Calapoecia anticostensis* Bill. и др.; ругозы: *Grewingkia altaica* (Tcherep.), *Brachielasma duncani* (Dub.) и др., относящиеся к нижнему ашгиллу (чакырские слои) [319]. По фауне возрастной интервал формирования свиты охватывает период от позднего лландейло до раннего ашгилла включительно.

Чеборская свита по разрезам в обрамлении Лебедского прогиба представляет собою чередование бордово-лиловых, вишнево-красных, зеленовато- и голубовато-серых, обычно известковистых алевролитов, глинистых сланцев, подчиненных им мелкозернистых песчаников и серых глинистых известняков в линзовидных прослоях. В основании местами отмечаются маломощные горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность 1000–1200 м. В северном обрамлении Уйменского прогиба по рекам Самыш и Йогач, по данным В. М. Сенникова [235], в составе свиты доминируют вишнево-красные, лилово-серые и серые среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые существенно кварцевые песчаники, реже встречаются алевролиты и сланцы, в верхней части имеются значительные по мощности (более 100 м) горизонты глинистых известняков. В основании залегают конгломераты. Мощность свиты на этих участках около 1700 м. Свита согласно залегает на отложениях гурьяновской свиты и согласно перекрывается точильной свитой.

Органические остатки найдены в нижней части свиты, на смежной площади близ северной рамки листа в стратотипическом разрезе по р. Лебедь у горы Чебор, где они представлены неопределимыми табулятами и брахиоподами: *Glyptorthis* sp., *Dinorthis* sp., *Austinella lebediensis* Sev., *Rhynchotretoides aincus* Sev.; а также в глинистых известняках верхов свиты в бассейнах рек Самыша и Йогач, здесь установлены брахиоподы: *Schizophorella fallax* (Salt.), *Rostricellula sparsa asiatica* Rozm., *Eridorthis subinexpecta* Sev., *Strophomena* sp., *Rhynchotrema* sp. и кораллы: *Sibiriolites koldorakensis* Dz.,

Cyrtophyllum samyshiensis Dz., *Trochiscolithus micraster* (Linds.), *T. regidus* Sok., *Nyctopora spinosa* Dz., *Stelliporella altaica* Dz., *Parabrachiellasma vigulata* Tcherer., *Modesta prima* Tcherer [319]. Некоторые из перечисленных выше форм встречаются и в верхах нижележащей гурьяновской свиты. Но судя по стратиграфическому положению и появлению новых ашгиллских элементов в чеборском фаунистическом комплексе, свита может соответствовать средней части ашгиллского века.

Точильная свита распространена на тех же участках, что и чеборская свита, сложена лиловыми, вишнево-красными, серыми полевошпатово-кварцевыми, существенно кварцевыми и полимиктовыми мелко-среднезернистыми песчаниками. Изредка среди них встречаются линзы лиловых алевролитов, линзовидные прослои крупнозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов с галькой кварца, кремнистых пород, красноцветных алевролитов, песчаников, реже эффузивов средне-основного состава и гранодиоритов. Точильная свита согласно залегает на чеборской свите, с которой по литологическому составу, обстановке осадконакопления (фашии песчаных пляжей, в меньшей мере песков и алевритов волнового поля) образует единое геологическое тело. На наш взгляд, чеборскую и точильную свиту, учитывая вышеизложенное, вряд ли есть смысл рассматривать в ранге самостоятельных подразделений, которые на отдельных участках (бассейны рек Самыш и Йогач) практически невозможно расчленить. В свою очередь, точильная свита со структурным несогласием перекрывается пестроцветными грубообломочными отложениями эмского века раннего девона. Мощность свиты 1000–1400 м. Фаунистически свита не охарактеризована. В легенде Алтайской серии условно отнесена к позднему ордовику–силуру [449]. Учитывая тесную связь свиты с чеборской свитой, ее позднеордовикский возраст очевиден. Относительно силура есть сомнения, поскольку облик пород свиты резко отличает ее от всех известных силурийских отложений Алтае-Саянской складчатой области, что отмечалось и ранее А. Б. Дергуновым [94].

Онинская свита (O_3-S_{1on}) развита в северо-восточной части площади (Центрально-Западносаянская СФЗ) в бассейне верхнего течения р. Она, где выходит в ядре одноименной грабен-синклинальной структуры и в вершинах левых притоков р. Алаш западнее оз. Кара-Холь, где слагает крылья Элдигхемской синклинали. Онинская свита представляет собой пестрый комплекс мелководных шельфовых карбонатно-терригенных и карбонатных осадков, характеризующихся значительной латеральной и вертикальной изменчивостью состава, широким развитием разнообразных (от элементарных до сложно дифференцированных) органогенных построек. В строении свиты участвуют органогенные, органогенно-обломочные, часто глинистые и песчанистые известняки; обычно в разной мере известковистые зелено- и сероцветные, редко лилово-серые и лиловые мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты и мергели. В основании залегает маломощная линзующаяся пачка пестроцветных кварцевых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. Свита стратиграфически несогласно залегает на лланвирнско-лландейльских отложениях манчурекской свиты и согласно перекрывается чеадогимской свитой венлока; обычно расчленяется на две посвиты: нижнюю (900–1200 м) – кар-

бонатно-терригенную и верхнюю (1500 м) — существенно карбонатную [388]. Общая мощность 2400—2700 м.

Отложения содержат многочисленные остатки брахиопод, мшанок, табулят, ругоз, гелиотид, строматопороидей, криноидей и трилобитов. Наиболее представительные остатки из низов разреза выявлены за пределами площади близ восточной рамки листа в районе бывшего пос. Передовой. Здесь они представлены позднеашгиллско-раннелландоверийскими брахиоподами: *Rostricella* sp., *Severginella* (?) cf. *tuvinika* Vlad., *Strophomena* sp., *Toxorthis* (?) sp., Orthidae, *Dalmanella* (?) sp., Rhynchonellidae [134]. Средние и верхние части разреза во множестве точек содержат позднеелландоверийские брахиоподы: *Pentamerus oblongus* Sov., *Tuvaella račkovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern.; кораллы: *Palaeofavosites* aff. *balticus* Rukh., *P. alveolaris* Goldf., *P. maximus* Tchern., *P. paulus* Sok., *Favosites favosus* Goldf., *Halysites labyrinthicus* Goldf. и др. [13, 252]. В совокупности они определяют возраст свиты поздним ашгиллом—елландовери.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Чергакская серия (O_3 — $S_{\check{r}}$) имеет незначительное развитие в верховьях рек Хемчик и Ниж. Хонделен у восточной рамки площади (Абакано-Шапшальская, Хемчикско-Систигхемская и Шуйская СФЗ), где слагает ряд разновеликих грабен и прогибов, представляющих собой западные периферические фрагменты основания Тувинского прогиба, а также занимает небольшие площади в верховьях рек Ниж. и Верх. Ильдугем, Курсактотугем, где выходит в мелких тектонических пластинах в зоне Курайского разлома. В схемах стратиграфии и современных серийных легендах [202, 391] в составе серии снизу вверх выделяются алавелыкская, элегестская и байтальская свиты, которые представляют фациально изменчивый комплекс карбонатно-терригенных прибрежных и мелководно-морских осадков верхнего ордовика—силура. Серия с размывом и угловым несогласием залегает на ишкинской свите нижнего кембрия и согласно, участками с локальными размывами перекрывается хондергейской свитой нижнего девона.

Алавелыкская свита сложена пестроцветными (серыми, зелеными, лиловыми и красными), нередко известковистыми неравномерно переслаивающимися кварцево-полевошпатовыми, кварцевыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, полимиктовыми, участками кварцевыми конгломератами, валунными конгломератами, гравелитами, прослоями (мощностью от 1 до 10—12 м) серых, розовых органогенных и органогенно-обломочных известняков. Мощность от 150 до 700 м.

В разрезе свиты на водоразделе рек Чинге-Хем и Мешту-Хем и в левобережье р. Ниж. Хонделен из известняков определены брахиоподы: *Rhipidomella asiatica* Nikif., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angačiensis* Tchern., *Stropheodonta* cf. *filosa* var. *elegestica* Tchern. и др.; кораллы: *Favosites* ex gr. *gotlandicus* Lam., *F. hisingeri* M. Edv. et H., *Mesofavosites septentrionalis* Tchern.;

мшанки: *Monotrypa pseudopediculata* Astr., *Semicoscinium fragilis* Astr. лландоверийского века раннего силура [65, 390]. Восточнее на смежной площади в нижней части свиты присутствует фауна верхов ашгиллского века позднего ордовика [202]. В целом возраст свиты соответствует алавелькскому времени позднего ордовика—раннего силура.

Элегестская и байтальская свиты представлены зелеными, зеленовато-серыми, изредка красноцветными, нередко известковистыми алевролитами, мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, серыми и розовыми органогенными, детритовыми (с раковинно-криноидно-мшанковым детритом) и органогенно-брекчиевыми (с глыбами и обломками до 0,5—0,8 м коралловых колоний), нередко песчанистыми известняками. Породы находятся в неравномерном, чаще крупном переслаивании. Мощность отложений от 300—500 до 1000 м.

Во многих пунктах определены брахиоподы: *Tuvaella rakovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Tannuspirifer pedaschenkoi* (Tchern.), *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Stegerhynchella angaiensis* (Tchern.) и др.; кораллы: *Favosites forbesi* M. Edw. et H., *Palaeofavosites balticus* (Rukhin), *Halisites labyrinthicus* Goldf., *H. regularis* Fischer et Benson, *Ketephyllum atlassovi* Tschern. и др.; мшанки: *Hallopora viavrix* Astr., *Amplexopora similis* Astr., *Trematopora* aff. *beiknemensis* Astr., *Phaenopora bajangolica* Astr. и др., характерные для верхнего лландовери—лудлова [43, 65, 390].

В тектонических пластинах в зоне Курайского разлома серия представлена фрагментарными разрезами (мощностью 100—200 м) элегестской свиты, сложенными зеленовато-, лилово-серыми, серыми кварцевыми песчаниками, конгломератами с галькой кремнистых и терригенных пород, алевропесчаниками, известковистыми алевролитами с мелкими караваеобразными и линзовидными телами светло-серых известняков с остатками брахиопод: *Tuvaella račkovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Isorthis angačiensis* Vlad., *Atrypa reticulata* Lin., *A. hedei* Struwe, *Stegerhynchella(?) angačiensis* (Tchern.), *Cardatomyonia(?) disjuncta* Vlad., *Eospirifer tuvaensis* Tchern., *Cyrtina tuvaensis* E. Ivanova, *Leptaena depressa* (Sov.) и др.; табулят: *Barrandeolites bowerbanki* (Edw. et Haimе), *Mesofavosites diremptus* Poltavzeva верхнего лландовери и, возможно, венлока [317].

К востоку от исследуемого района верхние части байтальской свиты также содержат прждиольские органические остатки, при этом возраст элегестской свиты определяется в интервале верхний лландовери—нижний лудлов, а байтальской — верхний лудлов—прждиолий [202].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ярышкольская свита (*S_{jar}*) распространена в бассейнах рек Бол. и Мал. Абакан, Чулышман и Башкаус в пределах Абакано-Шапшальской и Телецко-Чулышманской СФЗ, слагая серию разновеликих грабенных, участвует в строении Еринатского и Улаганского прогибов. В стратотипической местности (Еринатский прогиб, район горы Ярышкол) свита имеет двучленное строение [94]. Здесь она в нижней части (мощность 800 м) осадочно-вулканогенная; сложена пестроцветными лавами и туфами андези-

базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, туфогенными и вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, линзовидными прослоями и линзами серых песчанистых и биогермных известняков с остатками табулят *Halyites labyrinthicus* (Goldf.), *Favosites* ex gr. *discooides* Roem., *F.* cf. *favosus* (Goldf.), *Paleohalyites* aff. *gothlandicus* (Iabe), *Siringopora* aff. *tuvaensis* Tschern., *S.* aff. *fascicularis* (L.) и др.; брахиопод *Parmorthis elegantula* (Dalm.) и др., криноидей и водорослей [94, 319].

Верхняя часть (более 800 м) представлена чередованием темно-серых, зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, редко встречаются маломощные линзы известняков, прослой туффитов. Общая мощность свиты в этом районе 1600 м. Некоторые геологи, изучавшие в районе горы Ярышкол разрезы свиты (например, С. С. Долгушин), подвергают сомнению представления о синхронности формирования вулканитов и линз органогенных известняков и считают первые секущими субвулканическими образованиями, скорее девонского возраста [283]. В Улаганском прогибе в разрезах свиты доминируют мелководноморские терригенные отложения – серые, зеленовато-серые, иногда лиловые слабоизвестковистые алевролиты, алевропесчаники, полимиктовые, кварц-полевошпатовые, реже вулканомиктовые и существенно кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники. По всему разрезу нередко отмечаются горизонты тонкообломочных туффитов среднего и кислого состава, линзовидные прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой кремнистых пород и кварца.

В средней части разреза свиты по водоразделу ручьев Туралу и Чибилу выявлены брахиоподы: *Tuvaella račkovskii* Tschern., *Isorthis araargensis* Vlad., «*Rhipidomella*» *tschernyshevi* Tschern. [316]. Мощность свиты на этом участке 1300–1900 м. Ярышкольская свита несогласно с размывом лежит на еринатской свите ордовика, верхняя граница денудационная. По палеонтологическим остаткам она отнесена к раннему силуру (ландовери–венлоку).

Чеадогимская свита (S_1cd) слагает небольшие площади в бассейне верхнего течения р. Она и по р. Элдиг-Хем в пределах Центрально-Западно-Саянской СФЗ. Ранее выделялась под наименованиями тостугская или таслинская свиты [13, 325, 388]. Она представляет собой комплекс прибрежно-морских литоральных осадков, сложенных неравномерно переслаивающимися серо- и зеленоцветными, реже красноцветными мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, участками известковистыми песчаниками и алевролитами; изредка наблюдаются линзовидные прослой и линзы мергелей, песчанистых и глинистых органогенно-обломочных известняков с остатками брахиопод, кораллов и криноидей плохой сохранности. В основании и нижней части присутствуют единичные линзы гравелитов и конгломератов. Свита согласно залегает на ландоверийских отложениях онинской свиты и с размывом (несогласие параллельное) перекрывается верхнесилурийской шыштыкской серией. Мощность 1300 м. Возраст свиты по положению в разрезе определяется венлокским веком раннего силура.

Тархатинская свита (S_1tr) установлена в южной части района на Сайлюгемском и Южно-Чуйском хребтах; слагает целую серию небольших мелких грабенов, прогибов, тектонических пластин и клиньев в пределах Холзуно-Чуйской СФЗ. Свита сложена серыми, зелено-серыми, редко ли-

ловыми мелко-крупнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми, участками кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и их известковистыми разностями, темно-серыми, серыми песчанистыми органогенно-обломочными и органогенными известняками. В основании обычно залегают гравелиты, мелко- и среднегалечные конгломераты с галькой кремнистых пород, кварца, реже метапесчаников и зеленых сланцев. Мощность 300–500 м.

Тархатинская свита трансгрессивно залегает на горноалтайской серии и несогласно перекрывается уландрыкской свитой раннего девона. Известняки свиты часто содержат обильные остатки криноидей, брахиопод: *Tuvaella račkovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Stegerhynchus angačiensis* Tchern., *Eospirifer radiatus* (Sow.), *Isorthis angaciensis* Vlad., *I. araargensis* Vlad., *Atrypa nedei* Struve и др.; кораллов: *Miculiella* ex gr. *crassiseptata* Ivnsk., *Mesofavosites* ex gr. *regularis* (Ozahi), *Diploepora* sp., *Halysites* cf. *bifidus* Kovalevsky и др. позднего лландовери [319, 369].

Громатухинская серия (S_{1gr}) включает чинетинскую и полатинскую свиты, которые широко развиты в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ; характеризует крупный лландоверийский трансгрессивный обломочно-карбонатный цикл седиментации, выраженный закономерной сменой пород от прибрежно-морских существенно терригенных к нормально морским терригенно-карбонатным.

Чинетинская свита сложена пестрым комплексом карбонатно-терригенных отложений, которые представляют собой весьма разнообразные невыдержанные по латерали мелководно-морские и в меньшей мере прибрежно-морские фации осадков. По р. Ануй в северной части Ануйского блока и Чуйском блоке разрезы свиты довольно монотонны и сложены зелено-серыми, серыми в различной степени известковистыми глинистыми сланцами, алевролитами, алевропесчаниками, мелкозернистыми песчаниками, редко маломощными (1–1,5 м) прослоями и линзами серых глинистых известняков. В крайней восточной части Чуйского блока в разрезах свиты отмечаются единичные пачки красноцветных песчаников. В центральной и южной части Ануйского блока большей частью в разрезах свиты преобладают лилово- и зелено-серые, серые, лиловые мелко- и среднезернистые, обычно известковистые полевошпатово-кварцевые и существенно кварцевые песчаники и алевролиты, нередко с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой кварца и кремнистых пород. Иногда отмечаются горизонты (до 3 м) зелено-серых и розовых песчанистых известняков. Чинетинская свита согласно залегает тектенской свите позднего ордовика и согласно перекрывается полатинской свитой раннего силура (верхняя половина лландовери). Мощность свиты от 400 до 700 м.

В отложениях свиты выявлены довольно многочисленные органические остатки, среди которых в Ануйском блоке собраны трилобиты: *Acernaspis* (*Eskaspis*) *superciliexelsis* Howells, *A. (E.) xynon* Howells, *Stenopareia acyata* Howells, *S. glochin* Howells, *Calymene ubiquitousus* Howells; брахиоподы: *Isorthis prima* Walms. et Boucot, *Alispira* cf. *gracilis* Nikif., *Pentamerus* cf. *longiseptatus* Borris., *Nalivkinia* sp.; табуляты: *Palaeofavosites balticus* (Ruchin), *Subalveolitella repentina* Sok., ругозы *Cyathactis* sp. [372, 438]; так-

же в верхней части разреза установлен комплекс граптолитов с зональными видами *Monograptus sedgwicki* (Portlock) и *Spirograptus minor* (Bouček) [238]. В Чуйском блоке определены трилобиты: *Encrinurus* sp., *Podowprinella* sp., *Eudocalyptus altaicus* Petrun., брахиоподы: *Pentlandella* cf. *marrasma* Havl., *Protatrypa* cf. *lepidota* Nikif. et Modzalev., *Isorthis prima* Walms. et Boucot, *I. cf. neocrassa* (Nikif.), *Leptaena* sp., *Leangella* sp., *Dolerorthis* sp., *Alispira gracilis* Nikif., *Stegerchynchella angachiensis* Tchern., *Stegerchynchus* cf. *concinus* (Savage), *Eoplectodonta* sp. и др.; табуляты: *Multisolenia misera* Tes., *Halysites densus* Miron., *Palaeofavosites paulus* Sok., *P. balticus* (Rukhin); ругозы: *Holophragma* cf. *mitrata* Schloth., *Entelophyllum* cf. *caespitosum* Hall.; в верхних частях разрезов найдены граптолиты зон *minor* и *terriculatus*: *Streptograptus exiquu* (Nicholson), *S. nodifer* (Törnquist), *Monograptus distans* (Portlock), *M. marri* Perner, *M. halli* Barrande, *M. pridon* (Bronn), *Diversograptus cappilaris* (Carrithers), *Rastrites linnae* Barrande [303]. Возраст свиты определяется в объеме раннего—началом позднего лландоверийского раннего силура.

Полатинская свита представлена двумя типами разрезов — карбонатным и терригенно-карбонатным, связанными разнообразными фациальными переходами. Карбонатный тип разреза сложен серыми, темно-серыми массивными рифогенными, биогермными, биостромными и органогенно-обломочными известняками, а также темно-серыми, черными слоистыми и массивными пелитоморфными известняками. В строении терригенно-карбонатного типа разреза принимают участие грубо-, участками тонко-переслаивающиеся светло- и темно-серые пелитоморфные субкаркасные криноидные известняки с изолированными колониями кораллов и строматопороидей, серые, зелено-серые, нередко известковистые алевролиты, мергели, алевропесчаники, мелкозернистые песчаники. С нижележащей чинетинской и вышележащей чесноковской свитой контакты согласные. Мощность свиты минимальная — 80—120 м, максимальная — до 420 м; при этом последняя устанавливается в районах развития рифоидных и рифовых массивов.

Органические остатки в разрезах свиты представлены табулятами: *Palaeofavosites rudis* Sok., *P. balticus* (Rukhin), *P. paulus* Sok., *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *M. obliquus* Sok., *Halysites pseudoorthopteroides* Tchern., *H. densus* Miron., *Taxopora xenia* Sok., *Subalveolitella repentina* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *M. misera* Tes. и др.; ругозами: *Holophragma mitrata* Schloth., *Pycnastis quelphensiformis* Zheldt., *Entelophyllum caespitosum* (Hall), *E. articulatum* (Wahl), *Cyathactis tenuiseptatus* Sosh., *Axiphoria kanica* Tchern., *Neopaliphyllum socialis* Zheldt. и др.; гелиолитидами *Plasmoporella kiaeri* Sok.; брахиоподами: *Pentamerus longiseptatus* M. Boriss, *P. ex gr. oblongus* (Sow.), *P. katmyschenskensis* Kulk., *Protatrypa* cf. *lepidota* Nikif. et Modzalev., *Schizonema* sp., *Mendacella* sp., *Eospirifer chingizicus* Boriss, *Nalivkinia grunwaldtiaeformis* (Peetz.), *Meristella* cf. *parva* Nikif., *Howeella* sp., *Carinata* cf. *duanae* Kulk. и др.; трилобитами: *Encrinurus* cf. *confusevatus* Howells, *Warburgella* cf. *obscura* Yolk. [140, 303, 414, 438]. Возраст установлен как позднелландоверийский.

Куючинская толща распространена в Чергинском блоке Бийско-Катунской СФЗ. В ее составе доминируют темно-серые, зеленовато-серые алевро-

ролиты, глинистые сланцы и известняки, реже отмечаются полимиктовые и существенно кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты, образующие маломощные прослои и пачки, быстро выклинивающиеся по простираанию. Отложения без признаков явного несогласия залегают на тектонической свите верхнего ордовика и согласно перекрываются чагырской свитой верхнего венлока. По В. А. Кривчикову [367], средняя часть разреза толщи в виде переслаивания серых глинистых известняков, мергелей, табачно-зеленых алевролитов и, редко, известковистых песчаников насыщена массивными биогенными известняками, которые, судя по морфологии, очевидно, образовывали различные органогенные постройки — от самых примитивных до таких сложных, как биогермные гряды. В отложениях выявлены остатки кораллов: *Holophragma mitrata* (Schoth.), *Cyathactis* ex gr. *expletus* Zhelt., *C.* ex gr. *typus* Soshk., *Neopaliphyllum soshkini* Soshk., *Palaeophyllum fasciculum* (Kutorga), *Elizabethia modica* Sytova, *Entelophyllum fasciculum* Sytova, *Wormsipora karasuensis* Dziubo, *Halysites* sp. и др.; брахиопод *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sov. Мощность толщи более 800 м.

Фауна из средней пачки указывает на позднелландоверийское время формирования последней и сопоставляется с полатинской свитой. Ниже и вышележащие пачки по литологическим особенностям коррелируются, соответственно, с чинетинской и чесноковской свитами, описанными выше. Учитывая стратиграфическое положение, возраст толщи принимается в интервале лландовери—ранний венлок.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тигирекская серия ($S_{1-2}tg$) имеет в целом ограниченное распространение в бассейне р. Ануй, по Терехтинскому хребту в верховьях рек Маргала, Бол. Терехта и Чиндек в пределах Чарышско-Чуйской СФЗ; а также слагает небольшое поле в районе сел Куяча и Казанда в Чергинском блоке Бийско-Катунской СФЗ. Она образует второй силурийский цикл седиментации с нижней трансгрессивной (существенно терригенная чесноковская и карбонатная чагырская свиты) и верхней регрессивной (терригенно-карбонатная куимовская свита) частями в интервале венлок—лудлов.

Чесноковская свита сложена темно-серыми, серыми, зелено-серыми, часто в разной мере известковистыми глинистыми сланцами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и относительно редкими биогенными (коралловыми, водорослевыми, криноидными) известняками. Последние по всему разрезу свиты слагают мелкие (от нескольких до первых десятков сантиметров) органогенные постройки самой разнообразной (куполовидной, караваеобразной, округлой и т. д.) формы, реже образуют линзовидные субкаркасные криноидные пласты (мощностью в первые метры) с изолированными колониями кораллов. С нижележащей полатинской и вышележащей чагырской свитой чесноковская свита имеет согласные контакты. Мощность свиты непостоянна — от 200 до 400 м.

Из палеонтологических остатков в разрезах свиты определены табуляты: *Multisolenia prisca* Sok., *M. misera* Tes., *Subalveolitella repentina* Sok., *Halysites densus* Miron., *H. opimus* Koval., *Palaeofavosites balticus* (Rukhin),

P. nimius Polt., *Favosites gothlandicus* Lamarck, *F. forbesi* (M. Edw. et Haim), *Mesofavosites obliquus* Sok. и др.; ругозы *Holophragma mitrata* (Schloth); брахиоподы: *Tuvaella rachkovskii* Tchern., *Howellela* sp., *Nalivkina* cf. *grunewaldtaeformis* (Peetz.), *Rhynchotretra cuneata* (Dalm.), *Eokarpinskia* cf. *nalivkini* (Nikif.), *Leptaena* cf. *depressa* (Sow.), *Strophonella* cf. *euglypha* (Dalm.) и др. [303, 438]. Возраст по положению в разрезе и палеонтологическим остаткам—ранний венлок.

Чагырская свита в пределах Чарышко-Чуйской СФЗ представляет собой толщу светло-серых, серых массивных рифогенных и генетически связанных с ними органогенно-обломочных и пелитоморфных слоистых известняков, мощностью 250—500 м, которые, очевидно, изначально представляли единую рифовую систему. В Чергинском блоке Бийско-Катунской СФЗ разрез свиты является типичным биоритмитом, мощностью около 1100 м, образованным чередованием биогермных пластов и подчиненных им по объему серых, зеленовато-серых в разной степени известковистых разнообломочных кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и известняков. Здесь же, в основании свиты участками фиксируются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой кварцитов, песчаников и алевролитов. Ритмы относительно мощные (50—500 м) трехчленные (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы — известняки с мелкими калиптрами и биогермами — биогермные пласты с отдельными биогермами и небольшими биогермными массивами). Породы свиты согласно перекрывают отложения чесноковской свиты и в свою очередь согласно перекрываются образованиями куимовской свиты. Мощность свиты 250—1100 м.

В отложениях свиты содержится разнообразная фауна табулят, гелиолитоидей, ругоз, строматопорат, мшанок, криноидей и брахиопод. Надежно возраст свиты определяется по остаткам брахиопод. Наиболее представительные местонахождения последних расположены в окрестностях сел Елиново и Рыбное, здесь выявлены: *Eospirifer radiatus* (Vagr.), *Cyrtia parvisima* Kulk. и *Tannuspirifer pedaschenkoi* (Tchern.) [367]. Возраст отложений поздневенлокский.

Куимовская свита развита только в пределах Чарышко-Чуйской СФЗ; сложена серыми, темно-серыми и черными слоистыми и массивными, нередко глинистыми известняками с прослоями известковистых алевролитов, мергелей, аргиллитов и песчаников. Нижний контакт с чагырской свитой и верхний контакт с черноануйской свитой согласные. Наиболее полный разрез свиты вскрывается в окрестностях с. Черный Ануй, в правом борту долины р. Ануй [361]. Здесь наблюдаются черные известняки с остатками брахиопод *Didymothiris didyma* (Dalm.), *Conchidium* ex gr. *biloculare* (His.), *Atrypella* (?) sp. Ниже наблюдается переслаивание известковистых алевролитов, аргиллитов и органогенно-обломочных известняков с табулятами: *Favosites vectorius* Klamm., *F. yermolaevi* Tchern., *F. effusus* Klamm.; ругозами: *Spongophylloides dubroviensis* (Zheldt.), *Pilophyllum weissermeli* Wd-Kd., *Aphyllum sociale* Soshk. и др.; брахиоподами *Didymothiris didyma* (Dalm.), *Atrypella operosa* Kulk.; мшанками, криноидеями, обломками панцирей трилобитов. Суммарная мощность отложений свиты в разрезе более 590 м. Особенности внутреннего строения, фациальная однородность свиты, обилие разнообразных органических остатков указывают на ее форми-

рование в условиях открытого шельфа. Мощность куимовской свиты по району составляет не менее 600 м. Список органических остатков куимовской свиты дополняется брахиоподами: *Conchididium knighti* (Sow.), *C. vogulicum* (Vern.), *C. biloculare* (His.), *C. striatus* (Eichw.), *Howellella laeviplicata* Kosl., собранными по правобережью р. Ануй и ее притоку р. Черга, характерными для лудловского яруса [383].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Шиштыкская серия ($S_2\check{s}\check{s}$) развита в междуречье Она—Алаш в северо-восточной части территории (Центрально-Западносаянская СФЗ). Ранее рассматривалась в ранге свиты, в современных схемах [325, 391] подразделяется на нижнюю — серо- и зеленоцветную карбонатно-терригенную тавлыкскую и верхнюю — пестроцветную существенно терригенную федоровскую свиты, представляющие пестрый набор осадков прибрежно-морских фаций приливно-отливной зоны и мелководно-морских фаций волнового поля.

Тавлыкская свита состоит из преобладающих неравномерно, чаще грубо переслаивающихся зеленых, зелено-серых мелкозернистых существенно кварцевых песчаников, алевропесчаников и их в разной мере известковистых разновидностей с рассеянными обломками и детритом, обычно плохой сохранности, брахиопод, пеллеципод, мшанок, криноидей и ругоз. Реже отмечаются отдельные горизонты (до 60 м) песчаных органогенно-обломочных известняков (карбонатная кластика — перекристаллизованный кальцит и существенно криноидно-мшанково-брахиоподовый детрит, терригенная — кварц до 35–40 %), прослои и линзы (мощностью первые метры) алевролитов, гравелитов и конгломератов с галькой кварца, кварцитов, риолитоидов. В основании залегает пачка (до 160 м) зеленых мелкозернистых полимиктовых песчаников с плавающей галькой и гравием, линзами гравелитопесчаников, гравийно-галечных конгломератов. В подошве пачки горизонт (1–5 м) гравийно-галечных конгломератов с галькой подстилающих песчаников, реже кварца, кварцитов и риолитоидов. Свита с размывом (несогласие параллельное) перекрывает чеадогимскую свиту, верхняя граница с федоровской свитой согласная. Мощность 1600–2000 м.

Из разрезов свиты в районе определены остатки брахиопод: *Pseudocamarotoechia ubsuensis* (Tchern.), *Tannuspirifer pedashenkoi* (Tchern.), *Leptostrophia* cf. *filosa* (Sov.), *Ancillotoechia* sp., свидетельствующие о лудловском возрасте вмещающих отложений [325].

Федоровская свита в разрезах по р. Каратош представлена подобными тавлыкской свите зелеными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и их известковистыми разновидностями с переходами до песчаных известняков зеленовато-серого, серого цвета. Породы содержат остатки брахиопод, мшанок, криноидей и кораллов плохой сохранности. В юго-восточном направлении к хр. Позарым-Тайгазы (или хр. Сайлыг-Хем-Тайга) в разрезах свиты отмечается уменьшение карбонатности, значительно менее широко распространена фауна (редкий детрит брахиопод), увеличивается доля песчаников, наряду с мелкозернистыми широко развиты сред-

не- и крупнозернистые обычно полимиктовые, нередко с «плавающей» мелкой галькой разности, появляются линзовидные прослои и линзы гравелитов и гравийно-мелкогалечных конгломератов с галькой кварца, кварцитов, яшмоидов, риолитоидов, алевролитов и песчаников, участками хорошо проявлена мелкая, средняя волнистая и косая слоистость, нередко наблюдаются волноприбойные знаки и трещины усыхания, окраска пород становится пестрой от зелено-серых тонов до лиловых и вишнево-красных. Нижний контакт с тавлыкской свитой согласный, верхняя граница с кужебазинской серией нижнего девона имеет характер отчетливо выраженного структурного несогласия. Мощность свиты 1000–1600 м.

В разрезе свиты на правом борту р. Каратош в 6 км ниже устья р. Позарым определены остатки брахиопод: *Machaeraria* aff. *nymphaeiformis* (Nikif.), *Leptostrofia* sp.; табулят и гелиолитид: *Coenites* ex gr. *salairicus* Dubat., *Placocoenites* sp. indet., *Cladopora* cf. *cylindrocellularis* Dubat., *Syringopora* cf. *cylindrocellularis* Dubat., *S.* cf. *meandrica* Tchud., *Favosites cichivaldi* Sok., *Heliolites* ex gr. *regularis* Dubat., позволяющие датировать отложения пржидольским веком [325].

Характерной особенностью этого поля шиштыкской серии является широкое развитие в его пределах разновеликих субвулканических тел калиевых и ультракалиевых риолитов, трахириолитов, реже трахиандезитов, трахибазальтов и габбро-порфиритов, которые в большинстве случаев представляют собой резко удлиненные дайки и силлы, ориентированные конкордантно по отношению к структурам вмещающих отложений и преобладающему запад-северо-западному направлению разрывных нарушений. П. С. Антонов рассматривал их в качестве эффузивных образований позарымской и кулогашской свит, развивая таким образом представления об интенсивной вулканической деятельности в это время. Полученные в последнее время данные не подтверждают эту точку зрения [325].

Черноануйская свита ($S_2\check{c}a$) распространена в окрестностях сел Соловьяха, Камышенка, Сибирячиха, Тальменка и в правобережье р. Ануй у с. - Черный Ануй (северная часть Ануйского блока Чарышско-Чуйской СФЗ). Она сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами, известняками, гравелитами и конгломератами с галькой кремней, яшм, известняков и сланцев. Здесь ее отложения согласно наращивают разрез куймовской свиты и перекрываются камышенской свитой с конгломератами и гравелитами в основании. В этом месте входящие в состав свиты темно-серые и серые глинистые известняки содержат остатки строматопороидей: *Parallelostroma typicum* (Rosen.), *Densastroma* ex gr. *podolicum* (Yavor.) и др., ругоз *Spongophylloides nikiforovae* (Bulv.) и др., табулят *Favosites humilis* Sok. и др., трилобитов *Warburgella waigatschensis* (Tschern. et Yak.), брахиопод *Machaeraria nymphaeiformis* (Nikif.), *Stegerhynchus nuculus* (Sow.) и остракод *Neobeyrichia anuica* Pol., *Ochescaphella altaica* Pol.

На других участках отложения черноануйской свиты развиты фрагментарно и представлены переслаиванием буровато-зеленых и вишнево-красных алевролитов с линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Среди них на различных стратиграфических уровнях залегают мощные органогенные постройки, сложенные белыми и розоватыми массивными известняками с остатками табулят: *Favosites* cf. *fusus* Klam., *F. victorius* Klam.,

Faralicioporella favositifformis (Holtedahl.), *Cladopora salairica* Miron.; рогоз: *Lyriellasma dubroviensis* (Zheldt.), *Tryplasma stepanovii* Tchern., *Tr. multitabulata* Nikolaeva, *Neomhpyma originata* Soshk.; брахиопод: *Schellwinella williamsi* Kul., *Stegerynchus nuculus* Sow., *Rhynchatrypa* aff. *cuncata* Daln. [119, 361]. Участками в верхних частях разреза свиты присутствуют линзы кремней и яшм [92]. Возраст свиты по комплексу вышеприведенных органических остатков соответствует пржидольскому веку [14, 106, 146, 361].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Кремнисто-терригенная толща (S–D_{jt}) развита узкой полосой по право- и левобережью р. Ануй западнее сел Березовка и Сибиричиха в северо-западном углу листа (крайняя восточная часть Талицкого блока). Вещественный состав толщи определяется главным образом филлитизированными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, аркозовыми и полимиктовыми разнозернистыми песчаниками серо-зеленой, реже лилово-серой и серой окраски. Спорадически встречаются линзы и олистолиты серых, светло-серых массивных и слоистых мраморизованных известняков; прослой лиловых и вишневых яшмоидов, светло-серых и зеленых глинисто-кремнистых сланцев, пестроокрашенных гравелитов с гравием кремнистых сланцев, микрокварцитов, эффузивов средне-основного состава, филлитов, кварца и эпидозитов. В пределах смежного листа М-44 в составе толщи присутствуют пачки известковистых песчаников и алевролитов, редкие покровы высокотитанистых метабазальтов, прослой черных филлитов [453]. В районе основание толщи не вскрывается, верхняя граница эрозионная. На площади листа М-44 она согласно наращивает разрезы фаунистически охарактеризованных базальт-кремнисто-сланцевой толщи и ее фациального аналога – маралихинской свиты ордовикско(?)–раннесилурийского возраста, соотношения с более молодыми отложениями недостаточно ясны, надежно установлено лишь ее несогласное перекрытие куюганской свиты среднего девона [453].

В целом в нижней части толщи (2700–3200 м) доминируют тонкообломочные терригенные породы и кремни, представляющие собой осадки нормальной пелагической седиментации (гидропелагиты), сформированные в основном за счет взвеси придонного нефелоидного слоя в сочетании с деятельностью придонных течений. В бассейнах рек Вятчиха и Вятченок отмечаются резкие латеральные переходы кремнисто-глинистых пород в гравитационные осадки, которые представлены мощными (до 1 км) пачками турбидитов и песчаных потоков, сложенные градационно-сортированными светло-серыми, нередко известковистыми разнозернистыми песчаниками и алевролитами, иногда содержащими крупные и мелкие (от 2–3 см до 10 м) рассеянные бесформенные олистолиты филлитизированных глинистых сланцев. В этой части разреза сосредоточен основной объем базальтоидов, которые составляют 1–2 % от объема толщи и образуют весьма редкие потоки мощностью от 1 до 15 м. Верхняя часть толщи (более 1300 м), которая собственно и наблюдается в районе, характеризуется преобладанием турбидитовых фаций, состоящих из аркозовых, полимиктовых пес-

чаников и алевролитов с ритмичной или грубой градационной слоистостью, среди которых отмечаются маломощные быстро выклинивающиеся линзы гравелитов, прослой лиловых и пестроцветных кремней и глинисто-кремнистых сланцев мощностью до 40 м. Западнее с. Березовка среди этих отложений отмечены инситные тела массивных и слоистых известняков и аллохтонные глыбы органогенных известняков, отторженцев рифовых построек шельфа, которые характеризуются значительным разнообразием форм, размеров и сложными полифациальными структурами. Мощность толщи в целом более 4000—4500 м.

В линзах известняков к западу от с. Березовка (правый борт долины р. Ануй), по данным Г. Д. Исаева (1992), определены кораллы: *Mesofavosites ajaquensis* Barskaja, *Favosites* ex gr. *horribilis* Koval., *Heliolites jacki* (Dun.), *H. salairicus* Tchern., *Pachypora* ex gr. *vaigačensis* Tchern., *Cladopora isensis* Yanet., *Axulolites* sp. позднего силура, а из самых верхов толщи у западной окраины с. Березовка собраны кораллы: *Syringopora schmidty* Tchern., *Favosites* cf. *fungites* Sok., характерные для раннего девона. В нижней части толщи, на площади листа М-44 найдены брахиоподы: *Carinatina* cf. *dianae* Kulk., *Gypidula* sp.; кораллы: *Subalveolitella repentina* (Sok.), *Laceripora cribrosa* Eichw., характерные для венлокского века раннего силура. Таким образом, возраст толщи определяется как ранний силур—низы раннего девона.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хондергейская свита (D_1hn) слагает небольшой участок в междуречье Чинге-Хема и Кара-Су (правые притоки р. Хемчик) у восточной рамки листа (Хемчикский прогиб). Свита образована красноцветными (фиолетовыми, красно-фиолетовыми, вишнево-красными), реже зеленоцветными в разной мере известковистыми хорошосортированными тонко- и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и алеролитами. Песчаники преобладают и слагают горизонтально- и косослоистые пачки мощностью первые сотни метров. Алевролиты массивные и тонкослоистые, образуют прослой от 1 до 10—20 м. Свита согласно, участками с локальными размывами залегает на верхнеордовикско-силурийских отложениях чергакской серии, в свою очередь трансгрессивно с размывом перекрывается нижнедевонской кендейской свитой. Мощность 1500 м. В районе свита фаунистически не охарактеризована. Восточнее, в пределах собственно Тувинского прогиба, хондергейская свита содержит остатки лингул: *Lingula minima* Sow., *L. lewisii* Sow., *Briartina arctica* Jones, *Herrmannina phaseolus* His., *H. villsensis* Ulr. et Bassl. и рыб: *Tuvaspis margaritae* Obr., *Tannuaspis levenkoi* Obr. лохковского века раннего девона (хондергейское время) [201, 252].

Кужебазинская серия ($D_1kž$) — покровная фация одноименного трахибазальт-трахириолитового комплекса — в районе занимает небольшую площадь у восточной рамки листа к югу от оз. Куп-Холь, где слагает одноименный прогиб; выделена в Западно-Саянском блоке при составлении серийной легенды Западно-Саянской серии листов [325], где выполняет

ряд локальных грабеновых палеовулканических структур. Она представляет собой существенно вулканогенную толщу, вулканы которой образуют бимодальный гомодромный ряд от основных до кислых пород нормальной и повышенной щелочности, подчиненную роль играют прослой и линзы красноцветных, реже сероцветных разнообломочных вулканокласто-осадочных, вулканотерригенных и терригенных пород.

Кужебазинская серия объединяет в своем составе нижнюю — актуругскую и верхнюю — купхольскую свиты. Серия представляет собой первый девонский вулканический ритм (лохковский век). Кендейская свита пражского—эмсского возраста в Тувинском прогибе представляет собой второй ритм девонского вулканизма. Оба вулканических уровня разделены плутоническим событием в виде внедрения массивов большепорожского и джойского комплексов. Кендейская свита согласно наращивается саглинской, а там, где присутствует только саглинская свита, она содержит достоверную гальку джойских лейкогранитов и вулканических пород кужебазинского уровня.

Актуругская свита в пределах района в разрезе отсутствует, стратотип расположен восточнее на смежной площади в урочище Куже-База в бассейнах ручьев Ак-Туруг и Адыр; сложена лавами и туфами андезитов, андезибазальтов, базальтов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов, субщелочных базальтов с прослоями и линзами красноцветных, реже серых и зелено-серых терригенных и осадочно-пирокластических пород. Отложения свиты с отчетливым структурным несогласием залегают на разных горизонтах кембрия, ордовика и силура, верхняя граница с купхольской свитой согласная. Мощность 0—1300 м, максимальная в стратотипе — 2200 м [325].

Купхольская свита представлена в подавляющем числе риодацитами, риолитами, трахириолитами, их туфами и игнимбритами, которым резко подчинены дациты, трахидациты, андезиты, трахиандезиты, редкие линзовидные прослой красноцветных и пестроцветных туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогенных песчаников. В районе свиты с несогласием залегает на породах манчурекской свиты среднего ордовика, в стратотипическом разрезе кужебазинской серии она согласно наращивает актуругскую свиту, верхняя граница эрозионная. В верховьях р. — Она и по р. Ак-Хем купхольские вулканы субвулканической фации с размывом перекрыты саглинской свитой нижнего эмса. Мощность 750—1700 м. Окаменелостей купхольская серия не содержит. Положение в разрезе между палеонтологически охарактеризованными шыштыкской серией позднего силура и саглинской свитой раннего эмса допускает интервал формирования последней в промежутке времени от лохковского до низов эмсского века включительно. Серийной легендой [374] ее возраст определяется лохковским веком раннего девона (рис. 6).

В более древних толщах по периферии полей развития кужебазинской серии установлены субвулканические малые тела трахиандезибазальтов, риолитов, риодацитов, гранит-порфиоров (λ , γ тD₁kž). К данному комплексу В. Д. Зальцманом [325] отнесены широко проявленные на Каратошском участке в западной части хр. Позарым-Тайгазы тела калиевых и ультракалиевых риолитов, риодацитов, трахириолитов, трахириодацитов, реже трахиандезитов и трахибазальтов, в большинстве случаев представляющие со-

бой протяженные (до 8 км) и нередко мощные (до 1 км) дайки и силлы, ориентированные конкордантно по отношению к вмещающим структурам. Породы характеризуются активным воздействием на вмещающие породы позднего силура и по своим петрографическим и петрохимическим параметрам идентичны эффузивам кужебазинской серии.

Камышенская свита ($D_1 km$) развита в пределах небольших участков в бассейнах рек Ануй и Песчаная в северной части Ануйского блока и в левобережье р. Чарыш в районе сел Кайсын и Мендурсоккон в Коргонском прогибе; представлена кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами серого, зелено-серого, редко красного цвета, слоистыми и массивными биогенными, биокластическими и пелитоморфными известняками серой, светло- и темно-серой (до черной) окраски. В нижней части отмечаются прослои и линзы гравелитов и конгломератов с галькой черных силицилитов, пестроокрашенных песчаников, алевролитов и известняков. Камышенская свита стратиграфически несогласно с конгломератами в основании залегает на различных горизонтах силурийских отложений [140, 372] и в свою очередь с размывом перекрывается отложениями барагашской свиты эмского века.

Стратотипический разрез свиты находится в левобережье р. Камышенка, юго-восточнее горы Колпак. Здесь темно-серые, черные, глинистые, неравномернослоистые известняки содержат остатки табулят: *Favosites hidensiformis* Miron., *Cladopora rectilineata* Simpson и др.; брахиопод: *Gypidula gradualis* (Barr.), *Kransia gurjevskiensis* (Kulk.), *Atrypa lazutkini* Aleks., *Protathyris sibirica* Zintch. и др.; трилобитов: *Lacunoporaspis antiqua* Yolk., *Khalfinella prima* Yolk., *Proetus* ex gr. *bohemicus* H. et C.; остракод: *Aparchites messleriformis* Pol., *Bashkirina gravis* Pol., *B. elongata* Pol. и др. лохковского века. Верхние части разреза хорошо охарактеризованы фауной из известняковой пачки (якушинские слои), вскрывающейся рядом со стратотипом в верховьях Якушина лога. Здесь выявлены ругозы: *Barrandeophyllum perplexum* Роста, *Spongophyllum originalis* Zhmaev; брахиоподы: *Cymostrophia stephani* (Barr.), *C. alfa* Kulk., *Chonetes verneuilii* Barr., *Latonotoechia latona* (Barr.), *Stegerhynchus nympa* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinatina comata* (Barr.) и др.; трилобиты: *Khalfinella glabra* Yolk., *Ganinella tchernyshevae* Yolk., *G. diversa* Yolk., *Proetus bohemicus* H. et C., *Weberopeltis* sp. и др., характерные для позднелохковского—пражского веков раннего девона [105].

На других участках Ануйского блока свита имеет сходное строение, нередко фациальные замещения по литорали карбонатных и терригенных пород. На разных уровнях разреза свиты наблюдаются самые разнообразные типы органогенных построек или их сложные тела, особенно широко развитые в пределах Сибирячихинского грабена. Здесь органогенные постройки представляют собой серию сближенных, различных по форме и размерам рифовых массивов, вытянутых цепью в субмеридиональном направлении от с. Соловьиha на севере до с. Сибирячиха на юге, которые, очевидно, на современном срезе представляют собой фрагмент древней рифовой системы, сформированной на границе разнородных палеогеографических структур — мелководного шельфа с одной стороны (Ануйский блок) и более глубоководного открытого бассейна с другой стороны (Талицкий блок).

Среди рифовых массивов хорошо изученными являются Шипунихинский, Соловьишинский и Хомичевский [122, 137, 275]. Наиболее крупный Шипунихинский рифовый массив имеет протяженность 2,5 км, ширину до 1,5 км, мощность 500–700 м, в его поперечном сечении отчетливо выделяются фации предрифового склона, рифового края, рифового плато и зарифовых лагун, представленных широким спектром каркасных, субкаркасных, органогенно-обломочных и хемогенных известняков. Наиболее характерными сообществами каркасостроителей участвовавшими в строении собственно рифового ядра на пионерской стадии его развития, являлись синезеленые водоросли родов ренальцыс и гирванелла, в стадию диверсификации основная роль в каркасостроении перешла к табулятоморфным кораллам, а в стадию зрелости — к массивным строматопоратам и водорослям. В Коргонском прогибе к камышенской свите отнесена мощная (более 500 м) пачка серых, пятнами вишнево-бурых, участками сильно окремненных известняков с прослоями серых известковистых алевролитов, песчаников и с остатками лохковских кораллов *Taimyrophyllum speciosum* Tchern., *Cladopora* cf. *isensis* Yan et. [266], залегающая в основании девонского разреза последнего. В совокупности камышенская свита представляет собой единую трансгрессивную толщу, сформированную в прибрежно- и мелководно-морских условиях. Мощность свиты непостоянна и на разных участках составляет от 400 до 1300 м; возраст отвечает лохковскому и пражскому векам раннего девона.

Чиланская и толчковская свиты нерасчлененные (D_1 и II) слагают небольшое поле у северной рамки листа в среднем течении р. Албас (левый приток р. Бол. Абакан), которое в структурно-тектоническом плане приурочено к выклинке Абаканского прогиба Южно-Минусинской впадины Северо-Саянской СФЗ.

Чиланская свита представляет собой комплекс осадков прибрежной зоны; в нижней части (800–900 м) сложена серыми грубокостлоистыми крупно- и среднезернистыми известковистыми кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, иногда полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, песчаных известняков, в низах с редкими прослоями (1–10 м, редко более) конгломератов с галькой кварца, песчаников и алевролитов, в верхах — линзами лилово-серых песчаников и алевролитов; в средней части (600 м) — красноцветными грубопереслаивающимися крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами от мелкогалечных до валунных с обломками кремнистых пород, кварца, красных песчаников, алевролитов и зеленых сланцев; в верхней части (400 м) — лиловыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами [96]. Суммарная мощность 1800–1900 м.

Нижний контакт свиты в районе тектонический, к северу на смежной площади она с резким структурным несогласием залегает на разных горизонтах венда—раннего палеозоя [289]. Верхний контакт с толчковской свитой согласный. В западной части собственно Южно-Минусинской впадины (Таштыпская фациальная подзона) на границе чиланской и толчковской свит, участками, фиксируется линзующаяся пачка (мощность до 150–250 м), состоящая из пестроцветных, в разной мере известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с остатками флоры: *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh., *Drepanophycus spinaeformis* G ö e r p. и др., мер-

гелей, редких прослоев известняков и туфов кислых эффузивов, выделяемая авторами опорной легенды Северо- и Южно-Минусинских серий к ГК-50 (М. Л. Махлаев и др., 1990) в имекскую свиту.

В косослоистых песчаниках к северу на хр. Чоонек (лист N-45-XXXV, данные В. И. Фоминского, 1959) собрана псилофитовая флора: *Psilophytales* sp., *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* G ö е r p., *Taeniocrada* sp., *Aphylopteris* sp., *Psilophyites* sp. Возраст свиты по палеонтологическим остаткам, с учетом ее положения в разрезе, соответствует саглинскому времени раннего эмса.

Толочковская свита сложена пестроцветными вулканитами основного, реже среднего и кислого составов большей частью известково-щелочной и в меньшей мере щелочной серий. В ряде работ по составу подразделяется на две подсвиты: нижнюю — базальтоидную (до 1100 м) и верхнюю — риолитоидную (1300 м) [289]. Непосредственно в районе наблюдается только нижняя часть разреза свиты, где в ее составе преобладают лито-, литокристаллокластические разнообломочные туфы основного и среднего составов. В подчиненных количествах присутствуют обычно маломощные (3—15 м) потоки миндалекаменных базальтов, андезибазальтов и реже андезитов. В основании залегают маломощные линзующиеся прослои красноцветных пирокласто-тефроидных и вулканогенных алевролитов и песчаников. Мощность отложений более 650 м. Свита согласно наращивает разрез чиланской свиты и, как установлено на смежной к северу площади, согласно перекрывается позднеэмской терригенно-карбонатной таштыпской свитой или стратиграфически несогласно — позднеживетскими карбонатно-терригенными осадками бейской свиты [289]. Возраст свиты по положению в разрезе — ранний эмс.

Барагашская свита (D_1br) широко распространена в бассейнах рек Ануй и Песчаная (Ануйский блок), локально развита в верховье р. Бол. Теректа (крайняя западная часть Чуйского блока), по рекам Сараса (Сарасинский грабен) и Сема (северная часть Куратинского прогиба). Она представлена серо- и пестроцветными полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пелитоморфными, органогенными и органогенно-обломочными известняками, реже отмечаются прослои полимиктовых гравелитов и конгломератов. По данным В. Ф. Асташкиной, Л. С. Ратанова [15] и В. А. Кривчикова [367], в нижней части разреза отмечаются горизонты (5—10 м) псаммитовых тефроидов, вулканогенных песчаников и гравелитов, состоящих из угловатых обломков плагиоклаза и риолитов. Свита трансгрессивно перекрывает подстилающие отложения среднего кембрия—раннего девона, при этом в Ануйском блоке она без заметного углового и стратиграфического несогласия наращивает верхнюю существенно карбонатную часть камышенской свиты раннего девона, а в Сарасинском грабене — с резким угловым несогласием залегают на вулканитах усть-семиинской свиты среднего кембрия. В свою очередь она несогласно перекрывается ранне-среднедевонскими эффузивами куяганской и онгудайской свит [140, 367].

В разрезах свиты выделяются три пачки (нередко выделяемые в ранге подсвит): нижняя — терригенная, крупно-мелкообломочная с незначительным развитием глинистых и карбонатных пород; средняя — глинисто-кар-

бонатная; верхняя — терригенная, глинисто-мелкообломочная с несущественной примесью карбонатных пород.

Нижняя — терригенная пачка сложена лагунно-литоральными фациями осадков, в составе которых преобладают серые, зеленые, реже красочетные разномзернистые, часто известковистые песчаники, в нижней части обычно переслаивающиеся с гравелитами, мелко- и среднегалечными конгломератами, редкими прослоями тефроидов и вулкано-терригенных песчаников. В верхней части пачки появляются прослой и линзы алевролитов, обычно глинистых и песчаных, детритовых и шламовых известняков с раковинным и коралловым детритом, а в восточном крыле Ануйского блока наблюдается довольно выдержанный по латерали горизонт (до 30–50 м) кварцевых гравелитов и гравелито-песчаников. Породы нередко содержат обильные растительные остатки. Мощность пачки неравномерная и составляет от 100 до 500 м.

Средняя — глинисто-карбонатная пачка представляет собой пестрый комплекс отложений мелководного шельфа, представленный тонко- и грубопереслаивающимися сероцветными (светлыми и темными) известняками, в разной мере известковистыми аргиллитами, реже алевролитами. Преобладают в разрезах известняки, которые характеризуются значительным разнообразием, это тонко- и среднеслоистые пелитоморфные и зернистые известняки; органогенные и органогенно-обломочные известняки, образующие различные по морфологии, нередко сложные и сложнодифференцированные тела (калиптровые, биостромные, биогермные массивы и пласты, лоскутные рифы, субкаркасные банки). Наиболее крупной органогенной постройкой является Сибирячихинский риф, находящийся в правобережье р. Ануй у восточной окраины с. Сибирячиха (Сибирячихинский грабен). В плане риф имеет эллипсовидную форму, вытянут в северном направлении на 3,4 км, при ширине до 2 км и видимой мощности 500 м. К числу ведущих каркасостроителей относятся строматопораты, табуляты и ругозы. Характерной особенностью светло-серых органогенных известняков Сарасинского и Сибирячихинского грабенов является повышенное содержание диаспора и корунда (соответственно до 92,5 и до 45 % тяжелой фракции), они рассматриваются в качестве возможных дальних горизонтов выклинивания бокситоносных отложений беловского горизонта Салаира [55, 367]. Мощность пачки 200–800 м, при этом максимальные значения последней фиксируются в западной части Ануйского блока.

Верхняя — терригенная пачка состоит из комплекса осадков литорали и верхней sublиторали (фации песков и алевролитов волнового поля и песчаных пляжей) — серых, зеленовато- и буровато-серых мелкозернистых хорошо отсортированных в разной степени известковистых песчаников и алевролитов, нередко с рассеянным раковинным и растительным детритом, изредка отмечаются более грубозернистые разности песчаников с примесью гравия, а также прослой и линзы глинистых и песчаных органогенно-обломочных слоистых известняков. Мощность пачки 250–500 м. В целом разрез свиты представляет собой довольно крупный непрерывный полифациальный бассейновый цикл осадконакопления, в пределах которого данные пачки соответствуют трем главным его фазам, отвечающим определенным условиям среды: нижней — трансгрессивной терригенной; средней — нормально морской, где уровень моря достигает максимума,

практически прекращается привнос терригенного материала, начинается карбонатная аккреция сопровождающаяся поднятием шельфа, и верхней — регрессивной существенно терригенной, мелководной, связанной с отступлением моря. Мощность свиты 600—1800 м.

В разрезах свиты по палеонтологическим данным [105, 131, 140, 198, 319, 354, 351, 367, 438] выделяются аналоги салаиркинского, беловского и шандинского горизонтов эмсского яруса нижнего девона. Салаиркинский горизонт содержит брахиоподы: *Paraspirifer gurjevskensis* Rzon., *Brachyspirifer crassifulcitus* (Spriest) и др.; трилобиты: *Phacops altaicus* Tschern., *Proetus* sp. и др.; флоры: *Margophyton goldschidtii* (Halle) Zakh., *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) Kr. et Weyl., *Psilophyton princeps* Daws. и др. Беловский—шандинский горизонты характеризуются брахиоподами: *Leptodontella magna* Khalf., *Schuchertella altaica* Khalf., *Megastrophya* sp., *Aulacella nocheri* (Fusch), *Chonetes sarcinulata* (Schl.), *Elytha pseudoaculeata* Rzon., *Elythyna salairica* Rzon., *Kransia parallelepipedus* (Bronn), *K. taschtypiensis* (Rzon.), *Undispirifer subgregarius* (Rzon.); табулятами: *Squameofavosites* cf. *bochemicus* (Роста), *Favosites* cf. *regularissimus* Yanet., *F.* cf. *goldfussi* Orb. и др.; ругозами: *Calceola sandalina* Lam. и др.; трилобитами *Basidechenella altaica* Yolk., *B. kuvaschensis* Yolk., *Probolium altaicum* Khalf., *Ganinella batchatensis* (N. Tchern.), *Phacops sublatifrons* N. Tchern. и др. Возраст барагашской свиты отвечает эмсскому веку раннего девона.

Холзунская свита (D_{1hl}) слагает небольшие участки по левобережью р. Чарыш юго-западнее пос. Усть-Кан и в верховьях р. Кырлык (правый приток р. Чарыш выше пос. Усть-Кан) в северо-восточной части Коргонского прогиба. Она представлена грубопереслаивающимися пестроцветными и красноцветными конгломератами, гравелитами, полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Резко преобладающие в составе свиты крупнообломочные породы в нижней части разреза олигомиктовые (кварцито-кварцевые и кремнисто-карбонатные), в верхней — полимиктовые (состоят из обломков кремнистых, мелкообломочных терригенных пород и андезибазальтов). Отложения с размывом перекрывают известняки камышенской свиты, соотношения со стратиграфически вышележащей ергольской свитой согласные и возможно частично фациальные. Мощность свиты более 1100 м. В разрезе по левому борту р. Кырлык выявлена флора *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh, *Drepanophycus spinaeformis* Гоер., *Pachythecum* sp. эмсского века раннего девона [438].

Уландрыкская свита (D_{1ul}) обнажается в мелких грабенах и прогибах в южной части площади в пределах Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов (Кокузекский, Аккольский и Южно-Алтайский блоки Холзуно-Чуйской СФЗ); сложена пестроцветными, красноцветными разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами олигомиктового (с галькой кварца и кремнистых пород) и полимиктового (с галькой кремнистых пород, основных, средних и кислых эффузивов, метаморфических сланцев кокузекского комплекса и терригенных пород) составов, алевролитами и глинистыми сланцами. Свита со структурным несогласием залегает на образованиях кокузекского метаморфического комплекса и горноалтайской серии, или с параллельным несогласием — на отложениях тархатинской свиты силура, в

свою очередь с размывом перекрывается осадочно-эффузивными породами терригенно-андезитовой толщи нижнего девона. Мощность свиты по району до 1500 м.

Сходное строение свита имеет и на других участках, отмечаются лишь некоторые различия в деталях; в целом она представляет собой единый комплекс отложений, накапливавшихся в прибрежно-морских (фашии приливо-отливной зоны) и переходных от континентальных к морским (лагунные, лагунно-заливные и другие фашии) обстановках, о чем свидетельствуют разнообразные текстурные особенности пород – довольно обычные знаки ряби приливо-отливных, приливных и прибойных течений, желобов стока различных размеров и формы, знаки капель дождя, характер слоистости – потоковая, знаков ряби, прибрежно-морская и пляжевая. В бассейне р. Уландрык в образце красноцветного песчаника со знаками ряби были выявлены плохой сохранности обрывки катикул и спор псилофитов девонского возраста [208]. Обугленная растительная органика девонского облика выявлена также в песчаниках на левобережье р. Чаган-Бургазы [369]. Условно отнесена к эмсскому веку раннего девона на основании сходства с хорошо палеонтологически охарактеризованными отложениями кубойской свиты.

Кубойская свита (D_1kb) широко развита в северо-восточной части площади, где ее отложения выходят в обрамлении наложенных девонских прогибов и грабен (Лебедской и Уйменский прогибы, Каянчино-Каракокшинская группа грабен, Имуртинский грабен). По составу это – терригенная красноцветная и пестроцветная толща, сложенная полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, алевропесчаниками, полимиктовыми (с разнообразной галькой осадочных и магматических пород), а в основании нередко олигомиктовыми (кремнисто-карбонатными) гравелитами и конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами. Устанавливается явное преобладание крупно-мелкообломочных пород над глинистыми; состав кластического материала по площади в разрезах свиты довольно изменчивый и зависит от размываемых и перекрываемых свитой отложений раннего палеозоя. Редко в разрезах свиты отмечаются пачки с прослоями мергелей и линзами известняков серого, темно-серого цвета. Породы свиты с угловым и структурным несогласием залегают на различных горизонтах раннего палеозоя с мощной (80–200 м) пачкой грубопереслаивающихся валунных, галечных и гравийно-галечных прибрежно-бассейновых и водно-потоковых конгломератов в основании. В ряде пунктов (среднее течение р. Тулой и на смежной к северу площади по р. Иша) в гальках различных известняков содержится многочисленная и разнообразная фауна (гастроподы, брахиоподы, криноидеи, мшанки, водоросли, строматопораты, кораллы, археоциаты, крибрициаты, микрофитолиты и спикулы губок) кембрия, ордовика, силура и низов раннего девона. Граница с вышележащей ранне-среднедевонской нырнинской свитой имеет характер эрозионного несогласия. В целом по площади разрезы свиты характеризуют единый литолого-фашиальный профиль пород, накапливавшихся в прибрежно-морских, лагунно-континентальных и континентальных обстановках. Мощность свиты по району непостоянна и колеблется от 800 до 1500 м с

общей тенденцией повышения последней с северо-запада на юго-восток. В районе во многих пунктах свита содержит растительные остатки и споры плохой сохранности, которые указывают на раннедевонский возраст вмещающих их слоев [264].

Более точный возраст определяется по обильным растительным остаткам, собранным в ее опорных разрезах на соседнем к северу листе N-45 по р. Иша в районе с. Советское и ур. Саразонка, а также по р. Бия юго-восточнее с. Балыкса и у с. Озеро-Куреево [315]. Здесь на всех уровнях разреза выявлены остатки флоры: *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh., *Drepanophycus spinaeformis* Goerpp., *Aphylopteris gracilis* S. Step., *Jenisseiphyton* cf. *lebedevi* Anan., *Psilophyton salairicum* Anan. et S. Step., *P. burnotensis* (Gilk.) Kr. et Weyl., *Zosterophyllum myretonianum* Penh. и спор: *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. nigritellus* Naum., *L. plicatus* (Waltz.) Naum., *L. pullatus* Naum., *L. simplicissimus* Naum., *Lophotriletes grumosus* Naum., *Loph. rugosus* Naum., *Loph. salebrosus* Naum., *Acanthotriletes tenuispinosus* Naum., *Ac. perpusillus* Naum., *Tuberculispora (Lophotriletes) perspicuus* Naum. Oshurkova, *Retusotriletes* sp., *Archaeozonotriletes subsidiarius* Tschibr., *A. crassispinosus* Tschibr., *Diatomozonotriletes* sp., *Archaeotriletes* sp. эмского века раннего девона.

Каракудюрская свита (*D₁kk*) занимает небольшие площади по право- и левобережью р. Сема, а также в междуречье Урсул—Катунь, которые в структурно-тектоническом плане приурочены к обрамлению Онгудайского прогиба и северной части Яломанского блока (Саракольский прогиб) Ануйско-Чуйской СФЗ. Свита сложена пестроцветными разнозернистыми полимиктовыми, редко кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами с разнообразной галькой терригенных, кремнистых и карбонатных пород, а также эффузивов основного и кислого состава, гранитоидов и кварцевых диоритов. Отложения свиты с угловым несогласием через базальную пачку с конгломератами перекрывают пестроцветный разрез горноалтайской серии кембро-ордовика и с размывом перекрываются вулканитами онгудайской свиты нижнего—среднего девона. По данным А. Ф. Белоусова [21], в нижней части (около 800 м) свита сложена разнозернистыми, часто косослоистыми пестроцветными песчаниками с пачками глинистых сланцев и конгломератов. В средней части (около 1000 м) залегают преимущественно зеленые, лилово-красные и серые глинистые сланцы, включающие пачки и прослой песчаников и редко линзы и пачки конгломератов и бордовых кремнисто-глинистых сланцев. Верхняя часть (около 700 м) представлена пестроцветными разнозернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Мощность свиты в целом около 2000 м.

В стратотипическом разрезе по логу Каракудюр в окрестностях пос. Онгудай в низах разреза свиты в серых песчаниках и алевролитах по сборам в 1956 г. Н. Н. Демуровой и А. Ф. Белоусова [21] Р. А. Ананьевым определены остатки флоры: *Aphylopteris* sp., *Prototaxites* sp., *Enigmophyton* cf. *superbum* Hög., *Thursophyton* sp., *Drepanophycus(?) orepini* Stockm., *Zosterophyllum artesianum* Danze-Corsin, *Hostimella wanbachensis* Kr. et Wayl., по которым наиболее вероятен ее раннедевонский возраст. В 1994 г. при проведении рекогносцировочных исследований стратотипа каракудюрской свиты Я. М. Гутаком, В. П. Сергеевым и Н. И. Гусевым [88] в той же нижней? час-

ти разреза, в горизонте грязно-зеленых алевролитов выявлены остатки флоры: *Taenioocrada decheniana* (Goepp.) Kr. et Weyl., *Protopteridium* sp., *Glyptophyton granulare* Krysh., *Aneurophyton* sp., а также споры: *Leiotriletes pullatus* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. nigratus* Naum., *L. plicatus* (Waltz) Naum.; *Acanthotriletes similis* Naum.; *A. polygamus* Naum., *Archaeotriletes* sp., обрывки *Hymenozonotriletes* sp. Данный комплекс растительных остатков, по заключению Ю. С. Надлера, среднедевонский (фитозона *Hyenia*) и весьма характерный для среднедевонских осадочно-эффузивных разрезов Каянчино-Каракокшинской группы грабенов, Уйменского и Лебедского прогибов [264, 315]. Возраст свиты в районе нуждается в уточнении, а сам стратотипический разрез — в дополнительном изучении. Согласно серийной легенде Алтайской серии [449] каракудюрская свита условно датируется эмсским веком раннего девона.

Оройская свита (D_{1or}) развита в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ, где слагает целую серию мелких тектонических пластин, клиньев, грабенов в бассейнах рек Чулышман и Башкаус. Свита представлена пестроокрашенной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, конгломератов, редко известняков и доломитов. В районе перевала Арцаккаялу (Кумурлинский грабен) она с резким угловым несогласием перекрывает флишоиды артлашской свиты среднего—верхнего кембрия, а в верховьях рек Каргы и Кари-Оюк (Кариюкский прогиб) со следами местных разрывов — вулканиты кендейской свиты нижнего девона. В основании залегает пачка (участками мощная — до 600 м) красноцветных и пестроцветных гравийно-мелкогалечных, галечных конгломератов с прослоями разнозернистых песчаников. Галечный материал представлен лиловыми, лилово-серыми, реже зелеными глинистыми сланцами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, кварцем, кислыми эффузивами и альбититами. Верхний контакт свиты повсеместно тектонический.

В составе нижней части отложений свиты преобладают лиловые, лилово-серые, серые, зелено-серые слабоизвестковистые, кварцево-полевошпатовые, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевропесчаники, алевролиты и конгломераты. В разрезе у перевала Арцаккаялу присутствуют относительно мощные силлы долеритов [83]. В верхней части доминируют сероцветные в разной мере известковистые полевошпатово-кварцевые и кварцевые разнозернистые алевропсаммитовые породы, нередко отмечаются пачки полимиктовых гравелитов и конгломератов, маломощные горизонты глинистых, песчано-глинистых биокластических известняков и доломитов. Исходя из довольно разнообразных текстурных особенностей строения разрезов свиты (характера слоистости — пляжевая, знаков ряби, диагональная прибрежно-морского типа, а также текстур верхней и нижней поверхности пласта — следы капель дождя, трещины усыхания осадка, биоглифы и др.), очевидно, что накопление отложений происходило в условиях прибрежно-аккумулятивных равнин и лагун. Надо отметить, что разрез оройской свиты обнаруживает значительное сходство с отложениями саглинской и таштыпской свит Тувинского прогиба, при этом нижняя его часть соответствует первой, очевидно, являясь ее удаленным от центров вулка-

низма фаціальным аналогом, а верхняя — представляет собой латеральный аналог второй. Мощность свиты около 1000 м.

В нижней части разреза свиты у перевала Арцаккаялу в горизонте черных углеродистых алевролитов выявлена флора *Drepanophicus spinaeformis* G ö e r r. [83]. В верхних частях разрезов свиты в левобережье р. Орой (стратотип), по водоразделу рек Куйташ и Верх. Ильдугем, а также в верховьях р. Каргы выявлены брахиоподы: *Urella? asiatica elongata* R h o n., *Zdimir* cf. *pseudobaschkiricus sibiricus* (R ö o n.), *Schellwienella* sp., *Carinatina? eudokiae* L a z., *Spinatrypa* aff. *bachatica* A l e k s., *Acrospirifer* cf. *subgregarius* R ö o n., *Uncinulus taschtiapiensis* R ö o n. и др.; табуляты: *Thamnopora urensis* D u b a t., *Th. pulchra* T c h e r n., *Th. alta* (T c h e r n.), *Egosiella cylindrocellularis* D u b a t., *E. microcellulata* D u b a t., *Pachyfavosites polymorfus* (G o l d f.), *Tyrganolites* sp. и др.; ругозы: *Xistriphyllum uralicum* (S o s c h k.), *Pseudozonophyllum* ex gr. *versiforme* (M a r k.), *Charactophyllum* sp., *Thamnophyllum* sp. и др. [43, 316, 317, 319]. Датируется свита шандинским временем позднего эмса, хотя здесь возможен и более широкий возрастной интервал ее формирования в пределах эмса, учитывая слабую палеонтологическую характеристику низов разреза и его сходство с саглинской свитой.

Пыжиноозерная свита (D_{1p} ž) развита вдоль восточного крыла Уйменского прогиба, где протягивается в виде полосы от бассейна верхнего течения р. Пыжи на севере до оз. Чейбекель на юге. Она сложена серыми, зелено-серыми, реже лилово-серыми и лиловыми полевошпатово-кварцевыми, существенно кварцевыми, иногда полимиктовыми разнозернистыми в разной мере известковистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, серыми, темно-серыми биогенными, органогенно-обломочными и глинистыми известняками, мергелями и известковыми сланцами, редко линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов с галькой кварца и кремнистых пород. По возрасту пыжиноозерная свита синхронна кубойской свите, совместно с которой образует единый литофаціальный комплекс отложений, замещающих друг друга по латерали, и в какой-то мере в разрезе с переходами от континентальных — лагунно-континентальных фаций (кубойская свита) до прибрежно-морских — мелководно-морских фаций (пыжиноозерная свита).

В нижней части свиты (мощность 400–800 м), по материалам В. П. Удодова [268], преобладают пестроцветные разнозернистые, горизонтально и косослоистые песчаники с прослоями алевролитов, глинистых сланцев, линзами гравелитов, конгломератов, редко известняков и мергелей.

Верхние части (мощность 120–300 м) свиты сложены горизонтально-слоистыми сероцветными известковистыми алевролитами, глинисто-известковистыми сланцами, мергелями, глинистыми известняками; широко развиты биогенные и реже органогенно-обломочные известняки, которые в разрезах слагают изолированные, расположенные в «шахматном» порядке биогермные рифоидные массивы линзовидной и холмовидной формы, раковинные и криноидные линзовидные пласти. Мощность свиты 500–1000 м.

В составе фаунистического комплекса, выявленного в верхней части разреза свиты, господствующая роль принадлежит табулятам, которые представлены: *Favosites regularissimus* Y a n e t, *F. udodovi* M i r o n., *Pachyfavosites* aff. *saetigera* (S w a n n.), *P.* cf. *polymorphus* (G o l d f.), *Squameofavosites uimenensis*

Miron., *Adetopora granda* Miron., *A. cornieformis* (Dubat.), *Thamnopora siavis* (Dubat.) и др.; а также брахиоподам: *Areostrophia distorta* (Barr.), *Atrypa schandiensis* Rzon., *Dentatrypa tschumyschensis* Rzon., *Brachyprion*(?) cf. *nalivkini* Khalf., *Emanuella subumbona* (Hall.), *Gypidula* sp. и др.; реже встречаются ругозы: *Minussiella* ex gr. *sociabilis* Bulv., *Lyrielsma* cf. *orientale* (Soshk.), *Grypophyllum* sp. и др.; трилобиты *Phacops* ex gr. *sublatifrons* N. Tchern., мшанки, криноидеи и головоногие моллюски [267]. Возраст свиты определяется эмским веком раннего девона.

Терригенно-андезитовая (муздыбулакская) толща (D₁ta) слагает небольшие поля по периферии Калгутинской и Аксайской вулканоплутонических построек; сложена пестроцветными лавами, лавобрекчиями и туфами, скудно — редкопорфиоровыми и афировыми андезитами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, трахибазальтами, реже трахидацитами массивной, миндалекаменной и флюидальной текстур. Широко развиты разнообломочные осадочно-пирокластические, пирокласто-осадочные и вулканотерригенные породы. Толща с параллельным несогласием перекрывает уландрыкскую свиту нижнего девона, или же с угловым несогласием залегает на горноалтайской серии среднего кембрия—тремадока. В основании обычно залегает пачка (15–20 м) пестроцветных туфоконгломератов и туфогравелитов. Верхний контакт с нижнедевонской аксайской свитой согласный.

В Аксайской постройке разрез толщи в нижнем течении р. Тастэ-Гобо (правый приток р. Уландрык) имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пестроцветные вулканомиктовые галечные конгломераты с редкими линзами мощностью до 10 см лиловых вулканомиктовых алевролитов. В гальке конгломерата пестроцветные терригенные породы, афировые андезиты, флюидальные и сферолитовые риолитоиды, редко известняки	20
2. Лиловые вулканомиктовые алевролиты	10
3. Зеленовато-серые псаммитовые туфы кислого состава	2
4. Пестроцветные пизолитовые туфы кислого состава	6
5. Лилово-серые псаммитовые туфы среднего состава	15
6. Зелено-серые мелко-редкопорфиоровые и афировые андезиты, горизонты пестроцветных туфов андезитов псаммитовой и псефитовой размерности .	360

Мощность толщи в разрезе 410 м.

Сходное строение толща имеет по всему «периметру» Аксайской постройки. В северной части последней на правобережье р. Чаган-Бургазы ее мощность достигает 700 м, а в разрезах нередко присутствуют потоки лав базальтов и трахибазальтов, но в целом доминируют андезиты [369]. В пределах Калгутинской вулканоплутонической постройки, по данным В. А. Иванова [340], толща имеет мощность около 200 м, в основании обычно залегает пачка (до 70–90 м) пестроцветных крупнообломочных вулканотерригенных и терригенных пород (конглобрекчии, конгломераты, гравелиты) с линзами песчаников и алевролитов, которые выше по разрезу сменяются пачкой (до 100 м) эффузивных пород (лавы базальтов, трахибазальтов, редко андезитов).

Палеонтологические остатки в разрезах толщи не выявлены. Отнесена к раннему девону по положению в разрезе и сходству с талдыдюргунской свитой.

Кендейская свита (D_1kn) слагает серию разновеликих прогибов и грабенов на востоке площади по рекам Ниж. Хонделен, Козер, Хемчик (Козерский, Кари-Оюкский и другие прогибы), а также в районе водораздела рек Башкаус, Кокоря, Бугузун. Она сложена преобладающими пестроокрашенными эффузивными и вулканокластическими породами кислого, среднего и основного состава, среди которых наиболее распространены вулканиты кислого состава. Вулканогенно-осадочные, осадочные породы имеют подчиненное развитие и представлены красноцветными и пестроцветными туфогенными, вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами с прослоями и линзами средне- и крупногалечных конгломератов, осадочных брекчий, редко отмечаются прослои сероцветных известковистых песчаников. Свита со структурным несогласием залегает на лоховских отложениях хондергейской свиты или же на разных горизонтах кембрия, ордовика и силура, верхняя граница с саглинской свитой согласная, связана постепенным переходом.

Кендейская свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью с частой сменой по латерали ассоциаций преимущественно эффузивных пород на эффузивные и вулканокластические или только вулканокластические, среди которых осадочные породы образуют локальные, обычно маломощные линзовидные тела. Мощность свиты в целом 2500–5000 м.

Вулканизм кендейского этапа по типу субаэральный. Извержения происходили в наземных условиях и имели эффузивно-эксплозивный характер с образованием собственно эффузивной, жерловой и субвулканической фаций базальт-андезит-риолитовой формации. Осадочные породы, встречающиеся в виде отдельных линз и невыдержанных пачек, представляют собой типичные аллювиальные, водно-потоковые фации конусов выноса и обвальнo-осыпные фации склонов вулканических построек. Появление в верхних частях разрезов свиты горизонтов сероцветных известковистых песчаников указывает на смещение обстановок осадконакопления в зону прибрежных низин.

В пределах площади свита фаунистически не охарактеризована. Восточнее на смежной площади в центральной части Тувинского прогиба в ней найдены остатки флоры: *Psilophyton princeps* Daws., *P. burnotense* (Gilk.), *Sajania langi* Petros., *Taeniocrada decheniana* (Göpp.) Kr. et Weyl, *Bucheria* sp., *Aphylopteris rudis* Rad., *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* Göpp., *Tomiphyton primaevum* Zal.; ихтиофауны *Tannuaspsis levenkoi* Obr., *Cephlaspidae*; лингул *Lingula ilsae* Roem. [201]. Серийной легендой возраст свиты определяется пражским веком раннего девона [374], здесь надо отметить, что комплекс флоры, приведенный выше, весьма характерен для отложений эмса Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого бассейна, Тувинской, Северо- и Южно-Минусинских впадин, при этом для последних трех структур в отдельных разрезах лишь условно можно допустить более низкое ее положение — прагиен (?) [201, 319].

Саглинская свита (D_1sl) участвует в строении Хемчикского прогиба в междуречье Хемчика и Сюрбюзуна, слагает серию сближенных мелких грабенов (на схеме районирования объединены в единый Западно-Чулаксинский грабен), вытянутых в субширотном направлении от р. Каратош (левый приток р. Она) на западе до бассейна р. Ак-Хем на востоке,

а также два небольших тектонических блока в верховьях рек Башкаус и Бугун. Представлена пестроцветными грубо-, часто косослоистыми, в основном грубо-крупнообломочными вулканокласто-осадочными, вулканотерригенными и терригенными, участками известковистыми породами с редкими линзовидными горизонтами лав, туфолов, туфов дацитов, риолитов, массивных и миндалекаменных андезитов, андезибазальтов и долеритов. В пределах Хемчикского прогиба согласно перекрывает вулканогенноосадочную кужебазинскую свиту нижнего девона, а в Западно-Чулаксинском грабене – трансгрессивно с размывом залегает на шиштыкской серии верхнего силура, к востоку на смежной площади по левому борту р. Кужа – несогласно перекрывает вулканы кужебазинской серии. Верхняя граница свиты в районе эрозионная, на территории соседнего к востоку листа М-46 установлено, что она согласно, нередко с постепенным переходами, перекрывается таштыпской свитой верхнего эмса.

По р. Она и по р. Ак-Хем выходы свиты образуют относительно мощную (1450 м) толщу, сложенную красноцветными, реже серо- и зеленоцветными преимущественно вулканотерригенными разномасштабными песчаниками с частыми горизонтами гравийно-галечных и галечных конгломератов, гравелитов, редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, в нижней части разреза единичными потоками мощностью до 45 м андезибазальтов, пачками псефитовых тефроидов.

Характерна ритмичная слоистость, ритмы трансгрессивные мощностью обычно не более 10 м, редко до 30 м. Нижний слой каждого ритма сложен грубыми песчаниками или конгломератами, которые перекрываются крупно- и среднезернистыми песчаниками, постепенно переходящими вверх по разрезу в тонкозернистые песчаники и алевролиты нередко с хорошо проявленными многочисленными следами ряби течений, волноприбойными знаками, следами капель дождя и ходами сверлящих организмов. Верхние слои ритмов иногда чередуются с аргиллитами, которые слагают верхнюю часть элементарного ритма.

В основании разреза залегает мощная пачка (200–400 м) красноцветных валунных, валунно-галечных и галечных вулканомиктовых конгломератов с подчиненными прослоями, мощностью до первых метров, песчаников и гравелитопесчаников. Валунны и галька конгломератов сложены окатанными и угловатыми обломками разнообразных вулканитов кислого, среднего и основного составов, в меньшей мере кварца, кварцитов, песчаников, алевролитов, а также единичными обломками известняков, розовых и серых двуполевошпатовых биотитовых гранитов и лейкогранитов с микропегматитом и турмалином, гранит-порфиров, сопоставляемых с гранитами джойского (сютохольского комплекса), гранодиоритами и плагиогранитами, подобными гранитоидам большепорожского комплекса, которые прорывают кужебазинскую серию [13, 276, 277]. В этой связи интересно отметить, что обильные гальки розово-серых, розовых двуполевошпатовых гранитов и лейкогранитов, гранит-порфиров, сходных с гранитами джойского комплекса, отмечаются также и в ордовикских отложениях шемшудагской серии на северо-восточном склоне хр. Кожагар (водораздел рек Бол. Аянгаты и Улуг-Чиргакы) [276], что, на наш взгляд, не

позволяет однозначно интерпретировать принадлежность «саглинских» гранитоидных галек к определенному магматическому комплексу.

В многочисленных точках аргиллиты и алевролиты содержат остатки флоры *Jenisseiphyton rudnevae* (Pegesv.) Anan. [13]. В верховьях рек Башкаус и Бугузун в разрезах (мощность 300–400 м) свиты преобладают вулканокласто-осадочные и вулкано-терригенные, участками плохоокатанные породы, незначительно увеличивается доля пирокластических и эффузивных образований. В правобережье р. Бугузун против устья руч. Аккаялуозек из прослая черных и голубовато-серых аргиллитов Я.М.Гутаком выявлены остатки флоры *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) и споры: *Leiotriletes pullatus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Acanthotriletes polygamus* Naum., *A. serratus* Naum., *Archaeotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Retusotriletes diligens* Tschibr., *Trachytriletes solidus* Naum. и др. [80]. Данный список окаменелостей дополняется остатками флоры, собранной в разрезах свиты на смежной к востоку площади у слияния рек Алды-Хонделен и Устю-Хонделен (Хонделенский грабен) и в центральной части Тувинского прогиба, где определены: *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zach., *Psilophyton princeps* Daws., *P. burnotense* (Gilk), *Zosterophyllum rehnanum* Kr. et W., *Protobarinophyton obrutschevii* Anan., *Drepanophycus spinaeformis* Göerp., *D. gaspianus* (Daws.), *Protolepidodendron scharianum* Krejsi., *Aphylopteris rudis* Rad. и др. [201, 276]. Мощность свиты по площади в целом 300–1450 м. Возраст саглинской свиты по палеонтологическим остаткам и положению в разрезе определяется нижней частью (саглинское время) эмсского века раннего девона.

Даянская свита (*D₁dn*) развита в пределах Машейского прогиба от верховий р. Шавла до р. Талдуру; участвует в строении тектонических блоков на левобережье р. Чаган-Узун (падь Дая, междуречье Акая–Кызылчин), Кызылшинского блока на право- и левобережье р. Кызылшин, а также Калгутинского и Аксайского прогибов на Сайлюгемском хребте. Свита в своем составе объединяет широкий спектр вулкано-терригенных, терригенных, карбонатных, редко пирокласто-осадочных, осадочно-пирокластических, пирокластических и эффузивных пород кислого и среднего состава. В пределах Калгутинского прогиба в основании разреза свиты нередко залегают довольно выдержанные по простиранию горизонты слоистых гидротермально-осадочных гематитовых руд, которые образуют ряд мелких и средних железорудных месторождений (Калгутинское, Водопадное, Эльбесин). Контакт свиты с нижележащими аксайской и корумкешинской свитами согласный и проводится по «выпадению» из разрезов эффузивных пород. Контакт с вышележащими живетскими отложениями бельгебашской свиты не зафиксировано, в то же время, последняя с размывом перекрывает осадочно-вулканогенные образования корумкешинской свиты.

Литофациальные профили разрезов даянской свиты в пределах ареала ее развития свидетельствуют о довольно разнообразных условиях формирования последних. В пределах Кызылшинского блока свита сложена комплексом красноцветных континентально-лагунных отложений, представленными вулканомиктовыми, реже полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими маломощными линзовидными слоями известняков с остатками

водорослей: *Litania* sp., *Lancicula* sp. [319]. Мощность отложений свиты на этом участке более 300 м.

В тектонических блоках по левобережью р. Чаган-Узун, в пределах Калгутинского и Аксайского прогибов в фациальном профиле свиты резко доминируют разнообразные прибрежно-морские литоральные фации отложений в сочетании с лагунными и в меньшей мере мелководно-морскими фациями. В строении разрезов свиты на этих участках принимают участие пестроокрашенные вулканомиктовые, реже полевошпатово-кварцевые и кварцевые разнообломочные песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты с галькой (в порядке убывания) риолитов, дацитов, андезитов, базальтов и осадочных пород, реже органогенные и органогенно-обломочные известняки, обычно переполненные остатками бентосной фауны (в составе сообщества преобладают битые раковины брахиопод), известковистые алевролиты и мергели.

В разрезе по р. Дая (стратотип свиты) [317] собраны органические остатки и определены брахиоподы: *Elythyna salairica* Rön., *E. cf. grigorievi* (Bubl.), *Retzia prominula* (Roem.), *R. salairica* Rön., *Cyrtina subconica* (Sow.), *Emanuella subumbona* Hall., *Eoreticularia dereimisi* (Oehl.), *Productella productoides* (Murch.), *Eospirifer cf. vetulus* (Eichw.), *Spinatrypa subspinosa* (Laz.), *Atrypa* ex gr. *schandiensis* Rön., и др.; табуляты: *Alveolites acrosquamatus* Dubat., *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Pachycanalicula schandiensis* Dubat., *Thamnopora proba* Dubat., *Coenites bulvancerae* Dubat., *Adetopora radugini* Dubat. и др.; ругозы: *Pseudomicroplasma* ex gr. *kuzneiskiensi* Bulv., *Pseudozonophyllum versiforme* (Markov.), *Mansuyphyllum soeticum* (Schluter) позднеэмского века (шандинское время) [319].

В пределах Калгутинского прогиба отложения даянской свиты (ранее выделялась как калгутинская свита) развиты в южной его части по правому и левобережью р. Калгуты. Здесь свита представлена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами с подчиненными прослоями и линзами известняков с фауной брахиопод: *Howellela subgregarius* (Rön.), *Eoreticularia? sinuata* (Gurich.), *Atrypa* ex gr. *schandiensis* (Rön.), *Chonetes minussinensis* Rön.; табулят: *Alveolitella karmakensis* (Tchern.), *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Alveolites* sp.; ругоз: *Nardophyllum cf. cylindricum* Wdkd., *Minussiella beliakovi* Bubl. и трилобитов *Pacificops sublatifrons* (N. Tchern.) шандинского времени эмского века. [340].

Как уже отмечалось, в нижней части и в основании разрезов свиты широко развиты линзовидные горизонты гидротермально-осадочных гематитовых руд мощностью от первых метров до 48 м. Наиболее мощный горизонт последних вскрыт в верховьях левой составляющей р. Калгуты в 4 км от перевала Улан-Даба на север-северо-запад (Калгутинское месторождение). Здесь он прослежен без выклинивания на 2,5 км и состоит из тонко переслаивающихся слоев вишневого и стального-серого гематита и вишневого глинисто-кремнистых пород. Выше залегает зеленовато-серые трахиандезиты. В кровле рудного горизонта обнаружена флора *Drepanophycus spinaeformis* Goerp., *Blasaria minor* Petros. sp. nov., *Psymphyllum* sp. эмского века [340].

Многочисленные местонахождения растительных остатков известны и по всему полю даянской свиты в пределах Калгутинского прогиба. Изучавшая данные растительные остатки Н. М. Петросян определила среди

последних следующие формы: *Rellimia (Protolepidodendron) tschumischense* (Anan. et S. Stp.), *Barrandeinopsis beliakovii* Krysh., *Chakassiophyton krashovi* Anan., *Hostimella hostimensis* P. et B., *Psilophyton* sp., *Taeniocrada asiatica* Petros., *Candophyton aquatilis* S. Stp., *Uralia camdjalensis* Petros., *Pseudouralia sibirica* Petros., *Protolepidodendron* cf. *scharianum* Křeжі, характерные для верхней части эмского—эйфельского веков [81]. К сожалению, список обобщенный, конкретной привязки к той или иной части разреза свиты тех или иных родов авторы не приводят. Мощность свиты в Калугинском прогибе составляет 250 м.

В контуре Аксайского прогиба выходы даянской свиты зафиксированы лишь в его западной части по левобережью р. Ташантинка. На этом участке разрез даянской свиты, по данным В. И. Крупчатникова [369], сложен вулканомиктовыми разнозернистыми песчаниками с остатками флоры, нередко известковистыми алевролитами, реже глинистыми и песчанистыми известняками, которые участками по простиранию и в разрезе замещаются мощными (до 150 м) пачками галечных и валунных вулканомиктовых конгломератов с линзами гравелитов и песчаников. Мощность свиты здесь более 550 м.

В пределах южной части Машейского прогиба даянская свита (ранее машейская) представлена в нижней части разреза монотонной ритмично построенной (ритмичность простая) толщей мелководно-морских отложений, среди которых преобладают фации алевролитов и хорошо отсортированных мелкозернистых песков волнового поля, которые в верхней части сменяются прибрежно-морскими фациями (большей частью фации песчаных пляжей) отложений. В строении данного типа разрезов свиты принимают участие зелено- и сероцветные алевролиты, разнозернистые вулканомиктовые песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, в виде отдельных прослоев, мощностью от 2 до 20 м, встречаются туффиты, туфы кислого состава, органогенные известняки и доломиты. В нижней части разреза зафиксированы редкие потоки андезитов, мощностью до 30 м.

В известняках, редко в туффитах, из нижних и средних частей разреза выявлены остатки брахиопод: *Leptenopyxis* cf. *bouei* (Wagr.), *Kransia parallelepipedus* (Bronn.), *Cymostrophia nobilis pestereviensis* Ron., *Elythyna salairica* Ron., *Spinatrypa subspinosa* Laz., *Atrypa* cf. *schandiensis* Ron., *Carinatina plana* (Kayser), *Undispirifer frequens* (Bubl.) и др.; табуляты: *Alveolites acrosquamatus* Dubat., *A. strigosus* Dubat., *Coenites bulvankerae* Dubat., *Thamnopora proba* Dubat., *Th. poliforata* Nich., *Pachyfavosites subnitellus* Dubat., *P. vijacus* Janet. и др.; ругоз: *Tabulophyllum schlutteri* (Peetz), *Ridderia dubatolovi* Spasskyi, *Barrandeophyllum perplexum* Pesta и др.; криноидей: *Hexacrinites*? ex gr. *dentatus* (Quenst.), *H.* ex gr. *humilicarinatus* Jelt., *Cycloocetocrinus*(?) sp., *Salaiocrinus* sp., *Pentapetelocrinus*(?) sp., *Amurocrinus*(?) sp. и др.; трилобиты *Phacops* ex gr. *altaicus* Tschern. шандинского времени эмского века [317, 319].

В верхней части разреза свиты по правому борту р. Машей в алевролитах и песчаниках известны находки флоры: *Aneurphyton germanicum* Gr et Weyl., *Lepidodendropsis* sp.; криноидей: *Anthinocrinus* ex gr. *primaevus* Sis., *Kasachstanocrinus*(?) sp., *Hexacrinites*(?) sp., *Bicostulatocrinus*(?) sp., *Calleocrinus* sp., *Stenocrinus* sp., *Amurocrinus*(?) sp., характерных для среднего девона [317]. Мощность свиты в пределах этой площади 1700–1800 м. В серийной ле-

генде Алтайской серии [449] возраст даянской свиты определяется поздним эмсом, но, учитывая находки органических остатков в верхах разреза по р. Машей, вполне вероятно, что ее возраст соответствует интервалу поздний эмс—эйфель.

Талдыдюргунская свита (D_1td) — покровная фация одноименного базальт-андезитового вулканического комплекса — неравномерно распространена в пределах Бельгебашского и Машейского прогибов от верховий р. Бол. Сумульта до нижнего течения р. Чуя, участвует в строении отдельных тектонических блоков и пластин в зоне сочленения Балхашско-Садринской СФЗ и Баратальского горста в районе поселков Курай и Чаган-Узун, слагает относительно обширные поля в пределах Кызылшинского поднятия в междуречье Кызылшин—Табожок.

Свита сложена пестроокрашенными афировыми и порфиоровыми базальтами, андезибазальтами, андезитами массивной и миндалекаменной текстуры, реже их туфами, разнообразными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Эффузивы соответствуют вулканитам островодужной толеитовой и известково-щелочной сериям [74]. В основании свиты залегает пачка (до 150 м), сложенная лиловыми, зелено-серыми полевошпатово-кварцевыми, иногда известковистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, редко наблюдаются отдельные прослои (до 2,5 м) серых, темно-серых мергелей и глинистых известняков. Отмечаются малые субвулканические штоки и дайки андезитов, андезибазальтов, долеритов ($^m vD_1td$). Талдыдюргунская свита с резким угловым несогласием залегает на различных горизонтах нижнего палеозоя и с размывом (несогласие локальное) перекрывается жанедынгульской свитой нижнего девона. Мощность свиты на разных участках непостоянна и составляет от 300 до 2200 м.

В районе парастратотипа свиты северо-восточнее п. Курай в верховьях р. Кызылташ из линзовидных прослоев известняков основания разреза Я. М. Гутаком собраны табуляты: *Coenites* cf. *sibiricus* Miron., *Favosites* sp., *Pachyfavosites* cf. *hidensiformis* (Miron.), *Alveolites lidia* Miron., *Striatopora* sp., *Cladopora* sp., *Mariusilites* cf. *altaicus* Miron., *Gephuropora* aff. *etheridgei* Dubat., *Crassialveolites* cf. *dicersus* Miron. В опорном разрезе талдыдюргунской свиты района Кок-Саир (Кызылшинское поднятие) в средней части свиты из пачки переслаивающихся лиловых алевролитов и зелено-серых мелкозернистых туфопесчаников собрана флора *Margophyton goldschmidti* (Halle) Zach., *Drepanophycus* sp., *Taeniocrada* cf. *decheniana* (Göpp.) Kr. et Weyl и споры: *Leiotriletes trivialis* Naum., *Trachytriletes* sp. [78, 319]. Возраст свиты определяется ранним эмсом (салаиркинское время).

Корумкешинская свита (D_1ks) широко распространена в пределах Бельгебашского прогиба от верхнего течения р. Бол. Сумульта до р. Чаган-Узун; небольшие поля ее выходов закартированы в тектонических блоках в зоне сочленения Уймено-Лебедской СФЗ (ее Балхашского фрагмента) и Баратальского горста Бийско-Катунской зоны от Акташского месторождения до п. Чаган-Узун, а также в пределах Кызылшинского поднятия севернее п. Кокоря.

В состав корумкешинской свиты в качестве нижней пачки включена существенно осадочная жанедынгульская свита. Жанедынгульская пачка закар-

тирована в пределах северной части Бельгебашского грабена и в небольшом тектоническом блоке по левобережью р. Кызылчин и ее притока р. Аккая; сложена пестроцветными и сероцветными полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, реже туффитами и туфами кислого состава. В составе обломочного материала крупнообломочных пород присутствуют андезиты, дациты (50–100 %), известняки (20–30 %), терригенные породы (около 20 %) и яшмы (менее 5 %). Жанедынгуйская пачка с локальным несогласием в виде линзовидных тел перекрывает осадочно-вулканогенные образования талдыдюргунской свиты, а в разрезах по левобережью р. Кызылчин трансгрессивно залегает на отложениях верхнего рифея и раннего кембрия.

В разрезе по р. Аккая собрана флора из конгломератов с редкими линзами (пляжевые фестоны) туфопесчаников с обильными отпечатками флоры: *Oriensphyton* cf. *jakubovi* S. Step., *Protopteridium tschumischensis* (Anan. et S. Step) S. Step. По простиранию в северо-западном направлении мощность свиты резко убывает и на протяжении 4 км она выклинивается, в южном направлении отложения свиты следятся около 1 км, затем срезаются разломом. В пределах этой полосы в целом ряде точек выявлен еще ряд месторождений флоры, которые пополняют вышеприведенный список родом *Psilophyton salairicum* Anan. et S. Step. Интересно отметить, что среди галек известняков в разрезе свиты присутствуют органогенные известняки с обильными остатками табулят, ругоз и брахиопод позднего ордовика, силура и нижней части раннего девона [317]. На других участках отложения жанедынгуйской пачки отсутствуют, здесь непосредственно на породах талдыдюргунской свиты залегает существенно вулканогенная корумкешинская свита кислого состава. Возраст пачки по палеонтологическим остаткам и положению в разрезе – поздний эмс.

Собственно корумкешинская свита представлена пестроцветными вулканокластическими породами с подчиненным количеством эффузивных пород в подавляющем своем большинстве кислого, реже среднего состава и разнообломочными красноцветными, редко сероцветными вулканогенно-осадочными породами, являющимися продуктом местного размыва вулканитов. Очень редко отмечаются известняки в виде тонких линзовидных прослоев. Встречаются мелкие субвулканические тела андезитов, андезибазальтов, долеритов. Соотношения свиты с подстилающими (талдыдюргунская и жанедынгуйская свиты) и перекрывающимися (даянская свита) отложениями согласные. В целом особенности строения вулканогенных разрезов свиты, их мощности и количественные соотношения породных групп как к северо-западу, так и к востоку характеризуются значительными фациальными вариациями. К северо-западу в пределах Бельгебашского прогиба [317, 405] доминируют лавы (около 60 %), а также туфы андезибазальтов и андезитов. Мощность свиты составляет около 900 м.

На востоке в пределах Кызылшинского поднятия в разрезе свиты резко преобладают красноцветные пирокласто-осадочные и вулканотерригенные литофации. Вулканогенные породы развиты незначительно и представлены горизонтами (от первых десятков сантиметров до 10, реже 25 м) зеленых, зелено-серых, реже розово-серых лито- и кристаллокластических,

нередко спекшихся туфов кислого и смешанного состава, большей частью псаммитовой и алевролитовой размерности; отдельными потоками (лавы, кластолавы, брекчиевые лавы) и субвулканическими телами розовых, лилово-серых массивных и флюидалных риолитов, риодацитов, гранит-порфиров ($\gamma\text{D}, k\text{s}$), темно-зеленых и лиловых андезитов. Мощности тел эффузивов обычно от первых до 10 м, редко более. Изредка в разрезах отмечаются отдельные линзовидные тела мощностью до 0,5–2 м серых, темно-серых известняков, маломощные (до 0,5 м) горизонты зеленовато-серых известковистых алевролитов, красноцветных полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников. На этом участке мощность свиты около 600 м, а в целом по району 500–900 м. Палеонтологических остатков в разрезах свиты не выявлено. Возраст определяется эмским веком раннего девона по положению в разрезе.

Аксайская свита (D_1as) распространена в Сайлюгемском хребте в южной части района, где участвует в строении Аксайской и Калгутинской вулканоплутонических построек, в ее состав в качестве базальной существенно осадочной пачки включена жанедынгуйская свита; объединяет в своем составе вулканосадочную жанедынгуйскую и вулканогенную аксайскую свиты.

Жанедынгуйская свита выделена решением редколлегии Алтайской серии листов [449] из состава аксайской свиты, где ранее фигурировала в качестве «подаксайской свиты». По площади имеет локальное развитие, в виде линзовидных тел, которые залегают в ряде разрезов в основании аксайской свиты. Сложена свита переслаивающимися зеленовато- и лилово-серыми пирокластоосадочными и вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками и конгломератами, обломочный материал которых представлен преимущественно кислыми эффузивами. Максимальная мощность жанедынгуйской свиты – около 500 м [340] – наблюдается в стратотипическом разрезе по водораздельному хребту р. Жасатер и его левого притока руч. Жаньедынгуй. Здесь же свита несогласно залегают на образованиях горноалтайской серии, с горизонтом (5 м) фиолетово-серых конглобрекчий в основании. Обломочный материал последних представлен метаморфизованными песчаниками, алевролитами, хлорит-серицитовыми сланцами и кварцем из подстилающей толщи. На других участках она согласно наращивает разрез терригенно-андезитовой толщи, с аксайской свитой, исходя из материалов В. А. Иванова [340] и В. И. Крупчатникова [369], имеет фациальные переходы как по разрезу, так и по латерали.

Аксайская свита сложена большей частью разнообразными пестроокрашенными пирокластическими, осадочно-пирокластическими, в меньшей мере лавокластическими породами и лавами риолитов, риодацитов и трахириолитов, а также пирокластоосадочными породами, в составе обломочного материала которых отмечаются кварц-хлорит-серицитовые сланцы, терригенные породы, кварциты, яшмоиды, кислые и средние эффузивы.

Породы характеризуются нормальной щелочностью при резком преобладании K_2O (5 %) над Na_2O (2,4 %). В них сохраняется калиевый уклон при повышении общей щелочности вверх по разрезу (в трахириодацитах верхней подсвиты $K_2O = 6$ %, $Na_2O = 2$ %, в трахиандезитах $K_2O = 5$ %, $Na_2O = 2,8$ %). Эффузивы свиты совместно с породами субвулканической, жерловой фаций аксайского вулканического комплекса и субвулканиче-

скими интрузивами умереннощелочных высококалийевых розовых микропегматитовых лейкогранитов и риолитов ($\epsilon\lambda\gamma$, λD_{1as}) с оторочками эруптивных брекчий (Аксайским, Уландрыкским, Сары-Гобинским) участвуют в строении Аксайской и Калгутинской палеовулканических структур.

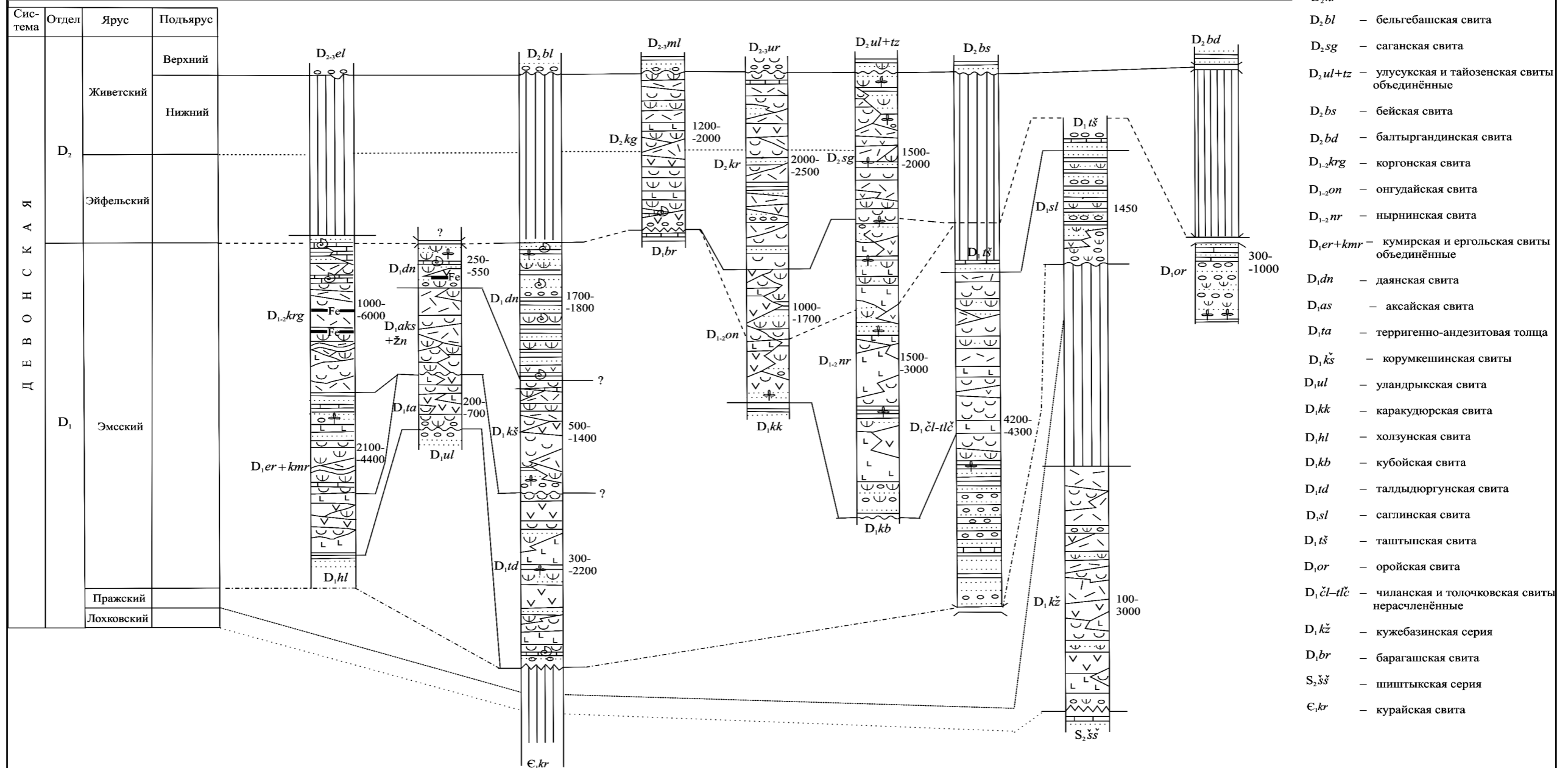
Свита с параллельным несогласием надстраивает разрез терригенно-андезитовой толщи раннего девона или же с угловым несогласием перекрывает кембро-ордовикские и силурийские отложения. С перекрывающей даянской свитой, судя по данным В. А. Иванова [340], соотношения согласные. Покровные образования в составе аксайского вулканического комплекса подчинены субвулканическим и жерловым фациям вулканиитов. Последние практически повсеместно в значительной мере «срезают» разрезы свиты в центральных частях вулкано-плутонических построек, где ее мощность не превышает 100 м. Наибольшей мощности (до 500–600 м) свита достигает в периферийных частях построек. Палеонтологических остатков в разрезах аксайской серии не выявлено. Ее возраст определяется по залеганию ниже позднеэмских отложений даянской свиты и условно принимается как раннеэмский.

Ергольская и кумирская свиты объединенные ($D_{1er} + kmr$) широко распространены в западной части района, где участвуют в строении Коргонского, Бирюксинского прогибов и Холзунской группы грабеннов. Ергольская свита сложена преобладающими пестроцветными лавами, реже туфами андезибазальтов, базальтов, андезитов и крайне редко андезидацитов, дацитов. В меньших объемах развиты тесно ассоциирующие с вулканиитами вулканогенно-осадочные породы (пирокласто-осадочные и вулкано-терригенные песчаники, алевролиты и конгломераты), большей частью тяготеющие к верхам разреза. Зафиксированы также редкие прослойки известняков. По данным А. Н. Уварова и др. [438], в петрохимическом плане эффузивы свиты подобны вулканическим образованиям современных островодужных ассоциаций и принадлежат к трем сериям: толеитовой, известково-щелочной (резко преобладает) и субщелочной. Ергольская свита имеет согласные контакты с подстилающей холзунской и перекрывающей кумирской свитами. Мощность свиты около 1600 м. Палеонтологически она неохарактеризована. Раннедевонский (эмс, салаиркинское время) возраст ергольской свиты определяется по ее положению в разрезе.

Кумирская свита сложена пестроцветными вулканомиктовыми, полимиктовыми, реже полевошпатово-кварцевыми, участками известковистыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, пелитоморфными темно-серыми известняками. Обычны, хоть и встречаются не повсеместно, прослойки туфов и лав андезитов, андезибазальтов, риодацитов и дацитов. Свита согласно залегает на образованиях ергольской свиты и также согласно перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями коргонской свиты.

В разрезах свиты в верховьях р. Топчуган выявлены отпечатки флоры: *Psilophyton princeps* Daws., *Hostimella hostimensis* Pot. et Bern. [193], по р. Мендой и в районе п. Мендурсакон определены споры: *Leiotriletes pullatus* Naum., *L. plicatus* (Waltz) Naum., *L. nigratus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Acanthotriletes spinellosus* Naum., *Ac. similis* Naum., *Retusotriletes translaticius* Tschibr., *R. simplex* Naum., *R. apsogus* Tschibr., *Stenozonotriletes coriaceus* Nadl., *Archaeozonotriletes* sp. и др. [438]. Учитывая флористический

Структурно-формационные зоны	Коргоно-Терехтинская	Холзуно-Чуйская	Ануйско-Чуйская			Уймено-Лебедская	Южно-Минусинская	Центрально-Западносиаянская	Телецко-Чульшманская
			Юго-восточная часть	Северо-западная часть	Центральная часть				
Структуры	Коргонский прогиб	Калгутинский и Аксайский прогибы	Бельгебашский прогиб	Барагашский прогиб	Каракольский, Онгудайский и Сарасинский прогибы	Уйменский, Лебедской и Каракокшинский прогибы	Абаканский прогиб	Купхольский, Хонделенский, Акхемский грабены	Оройский прогиб



Условные обозначения:

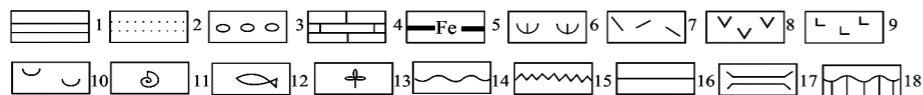
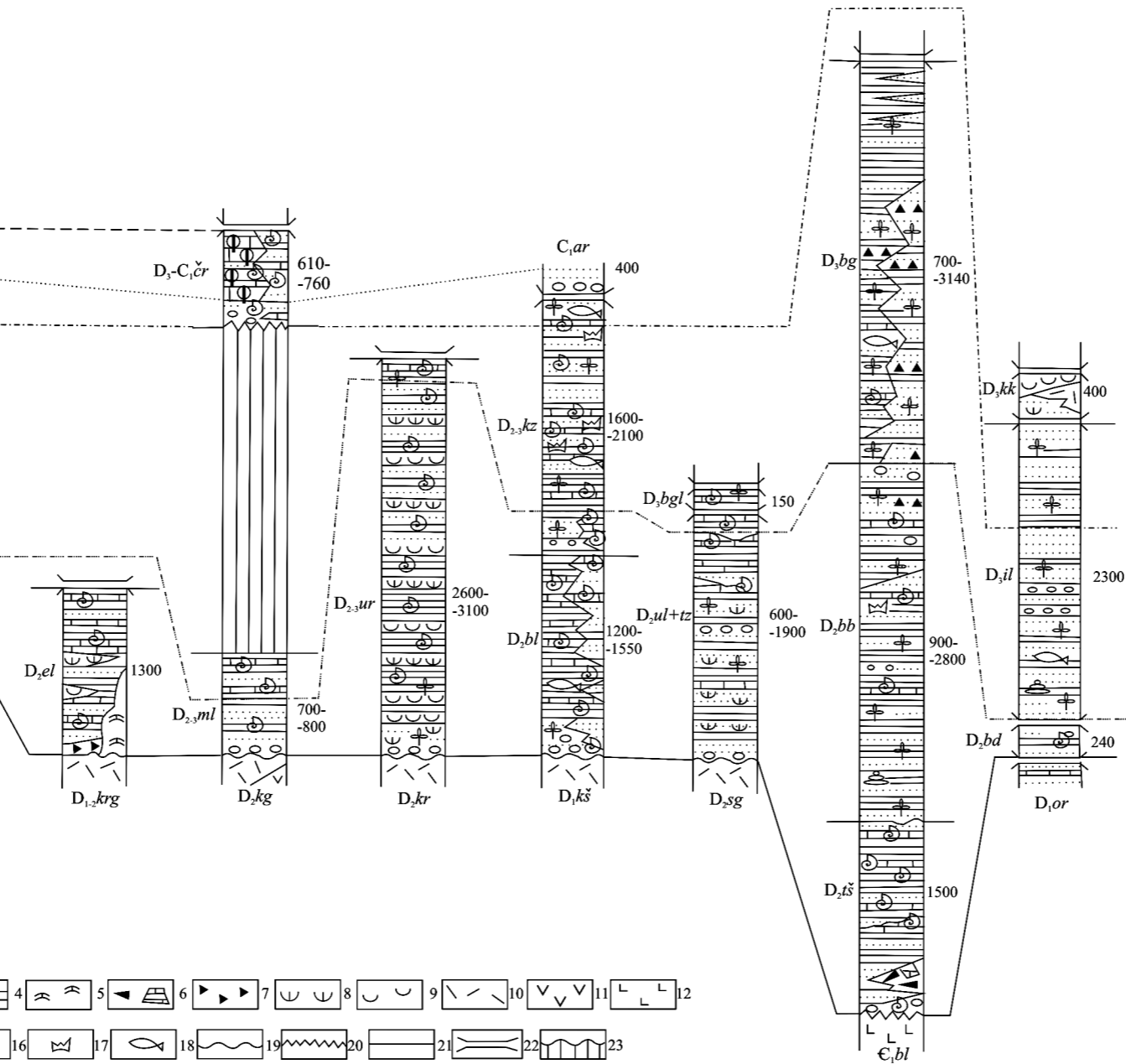


Рис. 6. Схема корреляции нижне-среднедевонских вулканогенно-осадочных отложений.

1 – аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – известняки; 5 – пласты вулканогенно-осадочных гематитовых и гематит-магнетитовых руд; 6 – туффиты, вулканотерригенные породы; 7 – лавы кислого состава; 8 – лавы средне-основного состава; 9 – лавы основного состава; 10 – туфы; 11–13 – органические остатки: 11 – морские беспозвоночные; 12 – икhtiофауна; 13 – макрофлора; 14–18 – геологические.

Структурно-формационные зоны	Коргонно-Терехтинская	Ануйско-Чуйская			Уймено-Лебедская	Юстыдская	Телецко-Чулышманская
		Северо-западная часть	Центральная часть	Юго-восточная часть			
Структуры	Коргонский прогиб	Барагашский прогиб	Каракольский прогиб	Бельгешабинский прогиб, Кызылшинское поднятие	Уйменский, Лебедской прогибы	Делуно-Юстыдский прогиб	Бертозекский, Оройский грабены в южной части СФЗ

Система	Отдел	Ярус
КАРБОН	C ₁	Визейский
		Турнейский
ДЕВОН	D ₃	Фаменский
		Франский
	D ₂	Живетский



Обозначения подразделений в колонках:

- C_{1,ar} – артолыкская свита
- D_{3-C₁,čr} – черемшанская свита
- D_{3,kk} – кокоринская свита
- D_{3,bg} – богутинская свита
- D_{3,bgl} – байгольская свита
- D_{3,il} – ильдугемская серия
- D_{2,3,ml} – малафеевская свита
- D_{2,3,kz} – кызылшинская серия
- D_{2,3,ur} – урскульская серия
- D_{2,kr} – куратинская свита
- D_{2,el} – еловская свита
- D_{2,kg} – куяганская свита
- D_{2,bb} – барбургазинская свита
- D_{2,sg} – саганская свита
- D_{2,ul+tz} – улусукская и тайозенская свиты
- D_{2,bl} – бельгешабинская свита
- D_{2,bd} – балтыргандинская свита
- D_{1,2,kr} – коргонская серия
- D_{1,ks} – корумкешинская свита
- D_{1,or} – оройская свита
- C_{1,bl} – балхашская свита

Условные обозначения:

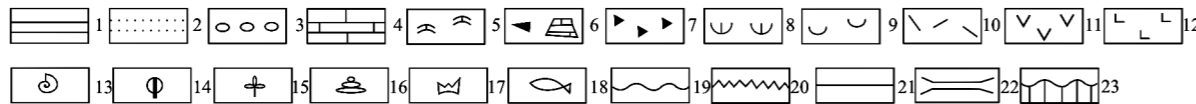


Рис. 7. Схема корреляции отложений верхнего живета, верхнего девона и нижнего карбона.

1 – аргиллиты, глинистые сланцы, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – гравелиты, конгломераты; 4 – известняки; 5 – рифовые массивы; 6 – олистостромы, олистолиты; 7 – осадочные брекчии; 8 – туффиты, вулканотерригенные породы; 9 – туфы; 10 – лавы кислого состава; 11 – лавы средне-основного состава; 12 – лавы основного состава; 13–18 – органические остатки: 13 – морские беспозвоночные; 14 – фораминиферы; 15 – макрофлора; 16 – филоподы; 17 – конодонты; 18 – ихтиофауна; 19–23 – геологические границы: 19 – стратиграфически несогласные, 20 – угловое несогласие, 21 – согласные, 22 – тектонические, 23 – стратиграфические перерывы.

комплекс и положение свиты в разрезе, ее возраст определен как эмсский уровня беловского и шандинского горизонтов.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Коргонская свита ($D_{1-2} krg$) представляет собой покровные эффузивы одноименного трахидацит-дацит-риолитового комплекса. Она развита в крайней восточной части района в пределах Коргонского прогиба и Холзунской группы грабенов. Сложена пестроокрашенными вулканокластическими породами и лавами кислых, реже средних и основных эффузивов, пирокласто-осадочными, вулcano-терригенными, в меньшей мере полимиктовыми и олигомиктовыми терригенными, карбонатными и кремнистыми породами, линзовидными горизонтами гидротермально-осадочных гематитовых и гематит-магнетитовых руд, редко марганцовисто-карбонатно-кремнистых пород. Свита согласно перекрывает осадочно-вулканогенные отложения кумирской свиты, но местами трансгрессивно налегает непосредственно на сланцы терехтинского комплекса. Вышележащие отложения еловской свиты перекрывают ее в целом согласно, лишь участками фиксируются локальные местные размывы (рис. 7).

В центральной части Коргонского прогиба (междуречье Коргон–Кумир) выделяются три подсвиты коргонской свиты [193, 438]: нижняя – существенно вулканогенная, мощностью около 1700 м, сложенная туфами, нередко сваренными и спекшимися, игнимбритами и игниспумитами, реже лавами, туфолавами и лавобрекчиями риолитов, риодацитов, иногда дацитов, с редкими прослоями и горизонтами осадочно-пирокластических и пирокласто-осадочных пород, очень редко лавами и туфами андезитов и андезидацитов; средняя – осадочно-вулканогенная, мощностью около 2500 м, в строении которой участвуют туфы, реже лавы и туфолавы дацитов, риодацитов, риолитов, андезитов, андезибазальтов, редко базальтов, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, редко известняки, линзы и пласты (0,2–25 м) сингенетичных гематитовых и магнетит-гематитовых руд; верхняя – вулканогенно-осадочная, мощностью около 1000–1300 м, в составе которой значительно развиты туфопесчаники, песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты; вулканогенные породы представлены туфами, редко лавами риолитов, иногда дацитов, андезибазальтов и андезитов. Суммарная мощность свиты в этом районе – около 6000 м, по нашему мнению, сильно преувеличена и, возможно, допустима лишь для отдельных вулканических конусов, что вряд ли имеет место, учитывая значительную тектонизированность участка. В юго-восточном направлении в междуречье Кокса–Абай (южная часть Коргонского прогиба) свита имеет более однородный состав и сложена большей частью туфами, игнимбритами, лавокластитами, лавами риолитов и риодацитов. Очень редко отмечаются туффиты и осадочные породы. Мощность свиты на этом участке 1000–1500 м.

Напротив с. Абай (Амур) среди пестроцветных туфов в верхних частях разреза свиты В. Е. Поповым [56] установлен прослой органиогенных известняков с обломками раковин брахиопод: *Atrypa* sp., *Emanuella* cf. *subumbona*

Hall; обрывками мшанок *Semicoscinium* sp., *Fenestella* sp., остатками ругоз и члениками криноидей. Он же сопоставляет данные известняки с пачкой органогенных известняков (хайдунские известняки), развитых по левому борту р. Хайдун в среднем ее течении в пределах узкой тектонической пластины и впервые описанных Е.С. Левицким в 1957 г. На этом участке в основании хайдунских известняков отмечена пачка (15–20 м) серовато-зеленых силицилитов, на которые налегают буровато-серые известковистые песчаники и алевролиты с обломками брахиопод. Сами известняки серые, светло-серые, переполненные раковинами брахиопод: *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Atrypa* cf. *kurbesekiana* Rön., *Acrospirifer* cf. *gerolsteinensis* Stein., *Emanuella subumbona* Hall, *Delthyris subtiro* Scupin, *Cryptonella*(?) sp. indet.; пелеципод *Pterynopecten* cf. *vertumnus* Hall; кораллов *Aphyllum* cf. *sociale* Soshk.; остракод *Herrmannina* ex gr. *consobrina* Jones, присущих концу эмского века (шандинское время) [193]. Мощность пачки хайдунских известняков около 350 м.

В пределах Холзунской группы грабенных разрезы свиты в нижней части (более 1500 м) представлены в основном лавами, туфами и игнимбритами кислого состава с прослоями туффитов и осадочных пород; верхняя часть (более 2000 м) сложена туфами, игнимбритами, иногда лавами кислого состава, переслаивающимися с туффитами, песчаниками, редко известняками. Мощность свиты в целом составляет более 3500 м. Здесь же в осадочно-вулканогенных разрезах свиты широко развиты довольно протяженные мощные линзовидные и линзовидно-пластовые тела гидротермально-осадочных гематитовых и гематит-магнетитовых руд, которые образуют целый ряд месторождений (Холзунское, Коксинское II, Коксинское III) и проявлений. На хребте Коксинские Белки против устья р. Сидячиха (проявление Прозрачное) известны также марганцовисто-карбонатно-кремнистые прослойки мощностью от первых см до 1,5 м, прослеживающиеся до 1,75 км, которые по простиранию замещают линзы гематитовых руд, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород, обогащенных гематитом. Более подробное описание гидротермально-осадочных железорудных тел дается в гл. «Полезные ископаемые». В междуречье Чеча–Талица (правые притоки р. Чарыш выше пос. Усть-Кумир) А. Н. Уваровым [438] описан чисто осадочный тип разреза коргонской свиты. Здесь она сложена серыми, зеленовато-серыми вулканомиктовыми, полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, редко известняками. В разрезах выявлен комплекс спор *Leiotriletes pullatus* Naum., *L. plicatus* (Waltz.) Naum., *L. parvus* Naum., *L. nigritellus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., *L. tokatinicus* Tshibr., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. translaticius* Tshibr., *Stenozonotriletes coreaccu* Nadl., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., характерных для отложений эмского и начала эйфельского веков. Мощность отложений около 2000 м. Данная толща синхронна вулканогенным образованиям свиты и сформировалась вдали от вулканических центров. Мощность свиты по району в целом от 1000 до 6000 м.

Субвулканические образования представлены многочисленными штоками, дайками, силлами, лакколитами, гарполитами и телами сложной формы и сложены широким спектром пород — от базальтов и долеритов до риолитов

и гранит-порфиров (λ , $\tau\lambda$, $\gamma\tau D_{1-2}kr$). Экструзивные изометричные, линейно-вытянутые, дугообразные купола (от 100 м до 2×12 км) сложены риолитами. Жерловые образования, линейно-вытянутые или изометричные тела, тяготеют к зонам разломов. Типичная *Хайдунская жерловина* представляет собой вытянутое в северо-западном направлении тело шириной 600 м и протяженностью 7 км. Северо-восточный контакт явно интрузивный, падающий в сторону вмещающих пород коргонской свиты. Юго-западный контакт субвулканического тела, с постепенными переходами от интрузивных плагиориолитов, тоналит-порфиров (до 7,5 % Na_2O при 0,2 % K_2O) и автомагматических брекчий, выполняющих жерловину, к туфолавам вмещающей коргонской свиты. Породы иногда раскристаллизованы до гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов, реже микрогранодиоритов и граносиенит-порфиров. Наиболее крупный *Шебнюхинский* массив приурочен к одноименной вулканотектонической структуре и, по данным Н. А. Уварова [266], на юге прорывает риолиты экструзивного купола, при этом сам прорывается более поздними риолитоидами, а Н. Н. Лихачевым с соавторами [379] описаны постепенные переходы гранит-порфиров в риолиты. Северо-западная часть штока сложена микрогаббро и кварцевыми микродиоритами.

Возраст свиты по органическим остаткам, выявленным в пределах данной площади, и по положению в разрезе определяется концом эмского века (шандинское время). Юго-западнее в Холзунско-Сарымсактинском «рукаве» (Восточный Казахстан) аналог коргонской – хайдунская свита в региональной стратиграфической схеме Казахстана датируется поздним эмсом–ранним эйфелем [59].

Онгудайская свита ($D_{1-2}on$), образующая покровную часть онгудайского базальт-андезитового комплекса, большей частью развита по р. Сема, в бассейне верхнего и среднего течения р. Урсул (Онгудайский прогиб). Кроме того, она слагает небольшие поля по р. Сараса (Сарасинский грабен), а также по право- и левобережью р. Катунь в районе впадения в нее р. Бол. Сумульта (Саракольский прогиб). В составе свиты преобладают зелено-серые, лилово-красные порфиновые и афировые андезибазальты, андезиты и их туфы, редко туфы кислого состава (в верхней части), в подчиненном количестве развиты пестроцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, глинистые сланцы и туффиты среднего состава. В пределах Сарасинского грабена в разрезах свиты присутствуют базальты и их туфы. В основании свиты залегают мощные, до 150–300 м, конгломерато-песчаниковые пачки и горизонты валунно-галечных конгломератов с галькой зеленых и лиловых сланцев, песчаников, кремнистых пород, базальтоидов, известняков. Онгудайская свита с резким несогласием залегает на отложениях горноалтайской серии, каракудюрской и барагашской свит. Верхняя граница свиты с куратинской свитой имеет характер местно несогласия.

По данным А. Ф. Белоусова [21] и В. А. Кривчикова [367], фациальный профиль отложений свиты по площади неоднородный. В Онгудайском и Саракольском прогибах на одних участках (окрестности с. Онгудай, нижнее течение Бол. Сумульта) в разрезе резко доминируют эффузивные породы. Между поселками Онгудай и Шашикман распространены мощные (до 150 м) потоки крупноглыбовых брекчий и порфиновых андезитов, указы-

вающие на близость жерловины палеовулкана В среднем течении Бол. Су-мульты и на участке низовьев Каамги и руч. Акема в разрезе свиты значительную долю составляют осадочно-пирокластические и осадочные породы. В пределах Сарасинского грабена в нижней части свиты преобладают пирокластические и осадочные образования, а в верхней — эффузивные. Однако в целом выдерживается существенно эффузивный состав отложений; по типу вулканизм имел преимущественно субаэральный характер. Мощность свиты от 1000 до 1700 м. В базальных слоях на левом водоразделе руч. Кокрышкака свита содержит растительные остатки *Protocephalopteris? praecox* Ное d., *Hostimella* sp., *Rhabdophyton* sp. [21], отмеченные во многих разрезах раннего и среднего девона Алтае-Саянской складчатой области. Возрастной уровень свиты в серийной легенде Алтайской серии листов [449] — верхи эмсского—эйфельский ярус девонской системы принимается по перекрытию ею флористически охарактеризованных отложений каракудюрской свиты. Здесь надо отметить, что в разрезе каракудюрской свиты наряду с характерной раннедевонской псилофитовой флорой установлена среднедевонская гиениевая (протоптеридиевая) флора, в связи с чем ее возраст возможен целиком в пределах эйфельского яруса.

Субвулканические и жерловые тела средне-основного состава (${}^m\delta$, ${}^m\nu D_{1-2}on$) ограничено распространены в пределах Аносского, Камлакского грабенов, в Куратинском (в бассейне р. Урсул), Сарасинском и Онгудайском прогибах. Жерловые образования (до $1,2 \times 4$ км) закартированы в 5–6 км к западу от р. Мал. Камлак в южной части Сарасинского грабена. Центральная часть наиболее крупной жерловины сложена мелкозернистыми габбро-долеритами, периферические части — агломератовыми вулканическими брекчиями низкокальциевых андезибазальтов с ксенолитами песчаников и гравелитов. Субвулканические образования онгудайского комплекса представлены маломощными дайками, редкими линейно-вытянутыми (до $0,5 \times 3$ км) телами диорит-порфиритов, силлами андезибазальтов. Вмещающие породы ороговикованы на расстоянии до нескольких метров. По химизму выделяются известково-щелочные ($FeO^*/MgO = 1,4$, $Na_2O = 2,2$ %, $K_2O = 1$ %), низко- и умереннотитанистые субщелочные разности ($TiO_2 = 0,8-1,6$ %, $FeO^*/MgO = 2,7$, $Na_2O = 3-4$ %, $K_2O = 1,4-3,3$ %), в северной части Сарасинского прогиба отмечаются высокотитанистые толлитовые диорит-порфириты.

Нырнинская свита ($D_{1-2}nr$) как покровная часть одноименного риодацит-андезибазальт-базальтового комплекса широко развита в северо-восточной части площади, где участвует в строении Уйменского и Лебедского прогибов, а также Каракокшинской группы грабенов. Сложена свита зеленовато-серыми, темно-лиловыми, лилово-серыми массивными и миндалекаменными плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, иногда пироксеновыми базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже кристалло- и литокристаллокластическими туфами, иногда шлаковыми и гиалобазальтами; туффитами, туфоалевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. Осадочные породы в составе свиты представлены зеленовато-серыми, лиловыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, редко известковистыми и глинистыми сланцами, известняками и доломитами. В основании

обычно залегает горизонт пестроцветных и красноцветных вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью 100—400 м. В галечном материале крупнообломочных пород присутствуют известняки, кремнистые породы, алевролиты, базальты, андезибазальты, долериты, плагиограниты и риолитоиды. Нижний контакт с кубойской свитой носит характер эрозионного несогласия и проводится по появлению в разрезе вулканомиктовых конгломератов и туфов. С вышележащей саганской свитой соотношения согласные.

На площади Каракокшинской группы грабенов и Лебедского прогиба в отличие от Уйменского прогиба в составе свиты в заметных количествах появляются лавы, лавокластиты андезибазальтов, реже андезитов и их туфы. В целом в разрезах среди вулканитов преобладают породы эффузивной фации. Вулканокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы образуют быстро выклинивающиеся по простиранию линзовидные пачки и пласты мощностью от нескольких метров до первых сотен метров и отмечаются на различных уровнях разреза. По типу вулканизма нырнинского этапа преимущественно субэвральный. Преобладающими являлись трещинные эффузивные извержения (коэффициент эксплозивности по району на разных участках составляет от 20 до 60 %). Вулканогенные образования находятся в тесном сочетании с вулканогенно-осадочными и осадочными породами, которые по текстурным особенностям и составу заключенных в них органических остатков свидетельствуют о субконтинентальных (озерные и речные фации) обстановках осадконакопления. Мощность свиты по району 1500—2000 м.

Палеонтологические остатки в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях свиты представлены отпечатками флоры, тканевой органикой и спорами. Наиболее представительные макроостатки флоры в нижних частях разреза свиты обнаружены в ее стратотипе у подошвы левого борта р. Нырны вблизи ее устья и приведены выше. Эти растения широко распространены в отложениях эмса различных участков Горного Алтая. Верхние части разреза охарактеризованы остатками флоры, установленными у подножия правого борта р. Тырги в 2,1 км выше устья р. Черемновская, в правом борту р. Саракокси в 2,3 км выше устья р. Ебуза, в левом борту р. Бельги в 1,5 км выше устья р. Арганду, а также на водоразделе рек Аккая и Угул в 1,8 км западнее горы Аккая.

В первом местонахождении выявлены *Pseudosporochnus chlupaci* Обр., *Pseudouralia sibirica* Petros., во втором — *Asteroxylon elberfeldense* Kr. et Weyl., *Haplostigma irregularis* (Schwarz) Sew., *Protolepidodendron scharyanum* Krejci, *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Pseudouralia sibirica* Petros., в третьем — *Pseudouralia sibirica* Petros., *Hostimella* sp., *Aphylopteris* sp., *Dichophyton* sp. и в четвертом — *Gluptophyton granulare* Krush., *Hostimella* sp., *Aphylopteris* sp. Состав остатков из этих местонахождений в целом типичен для среднего девона. Учитывая палеонтологические данные, а также стратиграфическое положение свиты, возрастной интервал ее формирования определяется как поздний эмс—эйфель.

Многочисленные субвулканические и жерлово-субвулканические образования включают штоки, силлы, дайки и трещинные тела андезибазальтов, апориодацитовых альбитофиров и туффзитов базальтового и андезитового

состава ($\alpha\beta$, ${}^m\text{vD}_{1-2}\text{nr}$) с интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями цементирующей массы. В Каянчино-Каракокшинской группе грабенов покровные и субвулканические образования по составу принадлежат к калиево-натриевым известково-щелочной и умереннощелочной, вплоть до высококалийевой шошонит-латитовой, сериям.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Куяганская свита (D_2kg) в качестве покровной фации одноименного риолит-дацит-андезитового комплекса развита в пределах Ануйского блока, большей частью в междуречье Ануй—Песчаная, а также слагает ряд мелких грабенов в зоне Башелакского разлома по водоразделу рек Чарыш и Ануй. В состав свиты входят разнообразные по составу эффузивные породы и тесно связанные с ними пирокластические образования; при этом в нижних частях свиты преобладают лавы, лавобрекчии, туфолавы и туфы порфириновых (серийно-гломеропорфириновых), редко афировых массивных, реже флюидальных и миндалекаменных андезитов, андезибазальтов, базальтов, андезидацитов, а в верхней — туфы и туфолавы риодацитов и риолитов. С вулканитами тесно ассоциируют пирокласто-осадочные и осадочные породы, которые в одних случаях образуют редкие и маломощные прослой и линзы среди эффузивов, в других — сами включают горизонты последних. Среди осадочных пород резко преобладают песчаники и алевролиты вулканомиктового, реже полимиктового состава, редко встречаются прослой глинистых сланцев, известняков, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой андезитов, андезибазальтов, кислых эффузивов, песчаников, кремней, известняков. В окраске пород свиты преобладают серые и зеленовато-серые тона. На рассматриваемой площади свита с размывом залегает на отложениях барагашской свиты (верхний эмс) и несогласно (несогласие параллельное) перекрывается малафеевской свитой верхнего живета-франа. Мощность свиты от 1200 до 2000 м.

Фаунистически свита охарактеризована слабо. Окаменелости выявлены лишь по водоразделу рек Бол. и Мал. Сибиряченка на смежной площади близ западной рамки листа, где в низах разреза куяганской («кукуйской») свиты из линз известняков определены кораллы *Placocoenites* cf. *monostichus* (F r e s h), *Striatopora* sp. среднедевонского, предположительно эйфельского возраста [453]. С учетом соотношений свиты с выше- и нижележащими отложениями ее возраст определяется как эйфельско-раннеживетский.

Субвулканические образования комплекса развиты широко. Овальные в плане экстрезивные купола (до 2×9 км), сложенные риолитами и риодацитами, распространены в правобережье р. Ануй. Субвулканические тела, как правило, группируются вдоль разломов субмеридионального и запад-северо-западного направлений среди покровных фаций комплекса и в нижележащих отложениях. Субвулканические штоки и линейные тела сложены порфириновыми риолитами и риодацитами (λD_2kg) эффузивного облика, с маломощными (1–5 см) зонами закалки. В центральных частях некоторых тел породы более раскристаллизованы до гранит- и гранодио-

рит-порфиров. Наиболее крупный *Верх-Арбайтинский массив*, по данным В. И. Тимкина, характеризуется эндоконтактовой зоной с автомагматическими брекчиями риодацитов, с включениями андезитов, микродиоритов, кварцитов, терригенных пород горноалтайской серии. От периферии к центру массива наблюдается постепенное изменение состава пород от дацитов и риодацитов к риолитам [140]. В Сибирячихинском грабене наряду с риолитоидами отмечаются дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. С субвулканическими риодацитами и гранит-порфирами парагенетически связаны серебро-полиметаллические проявления (Ильинское, Широкий Лог).

Куратинская свита (D_2kr) представляет покровную часть куратинского дацит-риолитового комплекса. Она слагает значительные площади в Куратинском прогибе в бассейне р. Урсул и по р. Сема. В строении свиты принимает участие широкий спектр пирокластических, лавокластических и лавовых образований преимущественно кислого состава серой, буровато- и зеленовато-серой окраски, редко отмечаются зеленые и лилово-зеленые андезиты и их туфы. Нередко присутствуют, как правило, известковистые туффиты кислого состава, вулканомиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, изредка глинистые известняки серого, темно-серого (до черного) цвета. Свита согласно сменяет в разрезе образования онгудайской свиты и согласно перекрывается отложениями туектинской свиты. Для свиты характерна резкая фациальная невыдержанность по латерали, выраженная в вариациях гранулометрии вулканокластических пород, различной мощности вулканогенных горизонтов. Участками разрезы значительно усложняются широко развитыми субвулканическими, экструзивными и жерловыми фациями вулканитов. В целом можно отметить, что извержения имели эффузивно-эксплозивный характер (коэффициент explosивности около 70 %), принадлежали к центральному типу. Исходя из текстурных признаков пород, слагающих разрез свиты, условий их залегания [21, 132, 401], можно заключить, что они формировались как в наземных условиях, так и в водных бассейнах. Мощность свиты около 2000–2500 м.

В районе стратотипического разреза свиты по р. Урсул восточнее с. Шишикман из средней части разреза собрана флора: *Aulacophycus* cf. *sulcatus* Eichw., *Glyptophyton granulare* Kruehlt., *Protobarinophyton* sp., *Aphylopteris* sp., характерная для среднего девона [350]. В южной части Онгудайского прогиба в бассейне верхнего течения р. Бол. Теректа, по данным Ю. С. Носкова [401], в горизонтах глинистых известняков, известково-глинистых сланцев в средней и верхней частях разреза свиты встречаются брахиоподы: *Spinocyrtia* ex gr. *martianovi* (Stuck.), *Devonochonetes* ex gr. *coronatus* (Hall), *Atrypa* sp., *Schellwinella* sp. позднеживетского века. Аналогичный комплекс брахиопод установлен в разрезах вышележащей вулканогенно-осадочной урскульской серии в центральной части Онгудайского прогиба.

В последние годы у ряда исследователей, изучавших разрез девона Онгудайского прогиба, возникли сомнения в синхронности морского осадконакопления и вулканизма в среднедевонскую эпоху [88], при этом они указывают на то, что фрагменты мелководно- и прибрежно-морского типа разреза урскульской серии многократно чередуются с фрагментами вулка-

ногенных разрезов куратинской свиты в результате тектонического скупивания. Вполне возможно, что и в бассейне верхнего течения р. Бол. Терехта имеет место то же самое тектоническое скупивание, учитывая, что участок расположен в зоне сочленения прогиба с Уймонским блоком Терехтинской СФЗ. Данная проблема требует более углубленного изучения. Возраст свиты, с учетом ее положения в разрезе, определяется концом эйфельско-началом живетского веков среднего девона.

Субвулканические образования представлены штоками, линейно-вытянутыми или лакколитообразными телами и дайками риолитов, риодацитов и трахириодацитов (λ , $\gamma\pi D_2kr$) протяженностью до 5 км. Они прорывают различные по возрасту отложения, включая покровные фации. Дайки кислого состава наиболее широко развиты в северной части Онгудайского прогиба, в пределах Семинского грабена, где трассируют и залечивают сбросы север-северо-западного простирания. Массивы характеризуются крутопадающими контактами, наличием маломощных (первые см) зон закалки, однородным составом. В краевых частях отмечаются агломератовые автобрекчии. Ороговикование, осветление и окварцевание проявлены только в осадочных вмещающих породах и то на удалении до первых метров. Среди пород преобладают умереннощелочные разности. Трахириодациты характеризуются розовато-серой, темно-лиловой окраской, массивной и флюидальной текстурой, гломеропорфировой структурой. Характерно преобладание K_2O (5,5 %) над Na_2O (3,8 %) и низкая глиноземистость.

Саганская свита (D_2sg), слагающая покровную часть одноименного трахибазальт-риолит-риодацитового комплекса, закартирована в пределах Каракокшинской группы грабенов и в Лебедском прогибе в северной части района. Она состоит из пестроокрашенных разнообломочных (преобладают агломератово-псефитовые и псаммитовые разности) витрокристаллокластических, кристалло- и литокластических туфов, реже спекшихся туфов, игнимбритов риолитов, риодацитов, дацитов, часто с примесью (обычно первые проценты, редко до 10–20 %) обломков андезибазальтов и базальтов. В меньшей мере развиты лавы, лавобрекчии и кластолавы того же состава. Реже отмечаются потоки андезибазальтов, базальтов и трахибазальтов. Осадочно-пирокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы по площади развития свиты распределены неравномерно. Существенно кислый вулканизм саганского этапа наращивал предшествовавший нырнинский базальтовый. Извержения имели эффузивно-эксплозивный характер (коэффициент эксплозивности достигает 95 %) и происходили в наземных условиях с образованием покровных фаций контрастной базальт-риолитовой формации. Мощность свиты по району составляет 1500–2000 м.

В вулканогенно-осадочных и осадочных породах свиты отмечаются остатки флоры и споры. Из них наиболее представительными являются два участка. Первый участок представляет группу местонахождений по правому борту р. Каракокши, от устья долины р. Бельга до лога Кайрак и приурочен к верхним частям разреза свиты; здесь в пачке (280 м) переслаивающихся серо- и зеленоцветных туфогенных алевролитов и песчаников с мощными линзами гравелитов и конгломератов определены: *Aneurophyton germanicum* K. r. et Weyl., *Protolepidodendron scharyanum* Krejci, *Protocepha-*

lopterus praecox (Hoe g) An an., *Psilophyton salairicus* An an. et S. St p., *Plemorphyton asiatica* S. St p. [264]. Второй участок расположен у северной рамки листа на смежной площади в правом борту р. Иши у с. Чоя; здесь в основной свиты в пачке мощностью 30 м неравномерно переслаивающихся псефито-псаммитовых туфов риолитов, зелено-серых и черных алевролитов с линзовидными прослоями в нижней части гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой черных кремней и туфов риолитов установлены обильные остатки флоры: *Protopteridium* sp., *Taeniocrada dubia* Kr. et Weyl., *Glyptophyton granulare* Krysh t., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Weyl., *Asteroxylon elberfeldense* Kr. et Weyl., *Aphylopteris* sp., *Hostimella* sp., *Dichophyton* sp. [315, 320, 394]. Остатки флоры датируют образование свиты средним девоном.

Породы саганского комплекса характеризуются повышенной щелочностью и бимодальностью составов при преобладании трахириодацитов (λ , γD_2 sg). Характеризуются вариациями общей щелочности и соотношения щелочей от низкощелочных риолитов до трахидацитов и субщелочных гранит-порфиров (*Кылайский массив*). Жерловые и субвулканические тела сложены риолитами, трахириолитами, трахириодацитами, редко — трахибазальтами. Они представляют собой глубинные части эродированных вулканических аппаратов центрального типа. Чаще всего субвулканические образования имеют форму конкордантных и пластообразных силловых тел, реже — штоков или некков со слабо выраженными зонами закалки. Вмещающие терригенные породы слабо ороговикованы на глубину 10–50 м. Породы риолитоидной группы характеризуются ультракислым составом (SiO_2 до 78–81 %) и сильными вариациями количества и соотношений щелочей (от высоконатриевых до высококалиевых), а также большими колебаниями Rb (65–225 г/т), повышенными содержаниями Zr (352 г/т), Y (45 г/т), Th (13 г/т), Nb (22 г/т). В Уйменском прогибе, по данным В. Н. Коржнева и Ю. А. Туркина [353], субвулканические породы саганского комплекса представлены интенсивно измененными трещинными телами мощностью до 1,5 км. Они сложены риолитами и трахириолитами, реже — трахидацитами и трахитами. В районе горы Бель выявлена жерловина субизометричной формы, сложенная флюидальными лавобрекчиями и туффизитами с обломками перекристаллизованных базальтоидов. Кремнещелочной и кислотный метасоматоз жерлово-субвулканических пород привел к образованию флюорит- и баритсодержащих аргиллизитов и березитов с флюоритовым, баритовым, золото-серебряным и полиметаллическим оруденением. В базальтах широко развита альбитизация. По содержанию большинства петрогенных и редких элементов породы саганского комплекса соответствуют вулканитам активных континентальных окраин.

Кловская свита (D_2el) выделена в среднем течении рек Коргон и Коргончик, а также по право- и левобережью р. Чарыш в районе с. Мендурсоккон (Коргонский прогиб). Она сложена мелководно-морскими темно-серыми, серыми, обычно в разной мере известковистыми алевролитами и аргиллитами, органическими, органично-обломочными и пелитоморфными, нередко глинистыми, участками «запесочеными» известняками с прослоями буровато-, зеленовато-серых и серых мелкозернистых кварцево-полевошпатовых, участками известковистых песчаников. В разрезах

свиты отмечаются слои, обогащенные пирокластическим материалом [438], а в западном направлении на смежной площади появляются отдельные пачки (до 250 м) грубо градационно сортированных конгломератовых, гравийных и псаммитовых тефроидов, горизонты (до 10–40 м) мелкообломочных туфов и туффитов кислого состава [434]. В состав еловской свиты включены известняки, слагающие крупный обособленный биогермный массив, расположенный в междуречье Чарыш–Кырлык («мендурсокконские известняки» или «таинские слои»), который простирается от с. Мендурсоккон на 12,5 км в юго-восточном направлении при максимальной ширине 1,5 км; цоколем для последнего являются эффузивы ергольской свиты. Свита несогласно (несогласие параллельное) залегает на вулканитах коргонской свиты; в основании залегает пачка (до 110 м) грубослоистых полимиктовых и вулканомиктовых конглобрекчий, участками крупнообломочных осыпных брекчий, состоящих из обломков кислых эффузивов и криноидно-коралловых известняков. Верхняя граница – эрозионная. Мощность свиты около 1300 м.

Отложения свиты содержат богатый комплекс палеонтологических остатков, представленный брахиоподами: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stusk.), *Delthyris altschedatensis* Kor., *Mucrospirifer mesacostalis* (Hall.) и др.; табулятами: *Thamnopora alta* (Tchern.), *Th. proba* Dubat., *Crassialveolites crassus* Sok., *Placocoenites medius* (Lec.), *Pachyfavosites* ex gr. *postremus* Dubat. и др.; ругозами: *Pachyphyllum giveticum* Ivania, *Thamnophyllum* cf. *virgatum* Soshk. и др.; трилобитами: *Lichas (Euarges) sibiricus* N. Tschern., *Dechenella haldemanni* Hall.; мшанками, строматопоратами и гастроподами. Обломочные и карбонатно-глинистые породы свиты также содержат остатки флоры: *Protolepidodendron* sp., *Protocephalopteris* sp., *Milleria* sp. [269, 319, 438]. Возраст свиты по органическим остаткам отвечает позднему живету (мазаловско-китатское время).

Бельгебашская свита (D_2b1) относительно широко развита в пределах Бельгебашского и Машейского грабенных, а также участвует в строении Кызылшинского блока и целого ряда тектонических пластин и клиньев в Курайской тектонической зоне, в пределах последних участков в силу разрешающей способности карты в ряде случаев включена в поле кызылшинской серии.

Свита, как по площади, так и в разрезах, представлена довольно пестрым комплексом карбонатных и терригенных пород, формировавшихся в разнообразных мелководно-морских и прибрежно-морских обстановках. Отложения бельгебашской свиты стратиграфически несогласно залегают на вулканогенных образованиях корумкешуской свиты нижнего девона и согласно перекрываются верхнеживетскими отложениями узунталской свиты. Нижняя часть разреза хорошо обнажена в правобережье р. Кызылшин на склоне левого борта безымянного ущелья севернее горы Бошту. Здесь на протяжении первых сотен метров отчетливо наблюдается наложение бельгебашской свиты на неровную изрезанную глубокими карманами и промоинами поверхность (риолитоиды) корумкешуской свиты. В основании залегает пачка мощностью от 5 до 20 м (изменения мощности обусловлены неровностями палеорельефа) валунно-галечных и галечных конгломератов с галькой эффузивных пород и обломками мшанково-криноид-

ных и коралловых известняков; участками на выступах палеорельефа располагаются обособленные мелкие мшанково-коралловые с брахиоподами и криноидеями биогермы. Выше залегает пачка (20 м) серых, светло-серых известняковых песчаников с прослоями крупнодетритовых брахиоподовых известняков с характерной пляжевой слоистостью. Мощность разреза 40 м.

Нижние слои свиты можно наблюдать также и в правом борту долины р. Кызылшин в 1750 м выше по течению от с. Кокоря. Здесь на риолитах корумкешуской свиты в основании залегает горизонт (2 м) мелко-среднегалечных конгломератов с хорошоокатанной галькой розовых риолитов; в средней части — пачка (6,5 м) крупно- и грубопереслаивающихся серых крупно- и среднезернистых кварц-полевошпатовых известковистых песчаников и брахиоподовых и криноидных детритовых известняков; в кровле — горизонт (1,5 м) желтовато-зеленых тонкоплитчатых алевролитов. В целом мощность данного фациального типа отложений свиты по району изменяется от первых сотен метров до 1200 м.

Среди большого количества палеонтологических остатков здесь присутствуют брахиоподы: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.), *Spinocyrtia martianovi* (St u c k.), *Sibiratrypa lebedjanica* (R ö o n.), *Devonochonetes coronatus* (H a l l), *Schellwienella umbraculum* var. *giganteum* R ö o n. и мн. др.; ругозы: *Altaiophyllum belgebaschicum* I v., *Pseudomicroplasma fondi* (Y o h.), и др.; табуляты: *Thamnopora polyforata* (Sch l o t h.), *Th. proba* Dubat., *Th. reedi* Dubat., *Th. major* (R a d.) и др.; трилобиты: *Dechenella beiensis* (Z. M a x.), *D. aff. verneuilli* B u c h. [319]. Возраст бельгебашской свиты соответствует позднеживетскому веку среднего девона.

Улусукская и тайозенская свиты нерасчлененные (D_2ul-tz). Улусукская свита выделена в центральной и южной части Уйменского прогиба по Сумультинскому хребту в ряде разобщенных участков от верховий р. Учал на севере до бассейна р. Улусук на юге. Она сложена зелено- и сероцветными, реже красноцветными существенно полевошпатовыми (туфогенными) в разной мере известковистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, значительно реже слоистыми, часто глинистыми известняками, редко прослоями туфогравелитов и глинистых сланцев. Свита с размывом (несогласие параллельное) залегает на вулканитах нырнинской свиты и согласно перекрывается тайозенской свитой. По характерным текстурным особенностям строения разрезов, присутствию растительных обрывков свита представляет собой сложный комплекс фаций переходного типа от континентальных к морским, среди которых доминируют хорошоотсортированные мелкозернистые пески и алевриты с тонкой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью дельтовых фаций. Участками в нижних частях разрезов широко развиты аллювиальные фации с характерной русловой и потоковой слоистостью. Мощность свиты непостоянна и колеблется от 200 до 1200 м.

В ряде пунктов в разрезах свиты установлены массовые скопления мелких растительных обрывков, а также корродированных углефицированных спор родов *Leiotriletes*, *Lophotriletes*, *Archaeotriletes* и *Acanthotriletes* [353], указывающих лишь на среднедевонский возраст вмещающих пород. Сходный комплекс спор выявлен также в вышележащей, хорошо фаунистически

охарактеризованной тайозенской свите верхнего живета [267]. Условно датируется живетским веком по положению в разрезе.

Тайозенская свита образует три пространственно разобщенных поля в северной (урочище Обога в среднем течении Пыжи), центральной (водораздел рек Учал—Уйкараташ) и юго-западной (верховья рек Кызылтобрак, Чебдар и Тайозен) частях Уйменского прогиба; представляет собой толщу сероцветных терригенно-карбонатных отложений — разнообразные биогенные и органогенно-обломочные, пелитоморфные, массивные и слоистые известняки, известковые аргиллиты, алевролиты, мергели, реже мелкозернистые известковые песчаники. Нижняя граница с улусукской свитой согласная, верхняя — эрозионная. Мощность свиты 400—700 м.

Фаунистические остатки тайозенской свиты характеризуются количественным изобилием и значительным разнообразием видового состава. В составе фаунистического комплекса, по данным В. П. Удодова и В. В. Кашиновой [267], обнаружено свыше 120 видов, в их числе более 44 видов брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.) var. *alata* Stuck., *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Brachyspirifer* cf. *seid* Nal., *Stropheodonta asella* Vern., *Schizophoria striatula* Scholth. и др., более 40 видов мшанок, более 15 видов ругоз: *Altaiophyllum belgebaschicum* Iv., *Pachyphyllum ibergense* Roem., *Minussiella biyense* Bulv. и др., более 13 видов табулят: *Thamnopora radugini* Dubat., *Th. boliniensis* Goss., *Th. ex gr. clariondi* Le Maitre, *Thecostegites compactus* Dubat., *Favosites intermedius* Stewart. и др. Реже встречаются амфипороидеи, гастроподы, трилобиты и криноидеи, остающиеся пока неизученными. Также в разрезах обнаружены мелкие обрывки флоры и остатки спор. Возраст отложений свиты определяется позднеживетским веком (мазаловско-китатское время) среднего девона.

Балтыргандинская свита (D_{2bd}) слагает мелкие тектонические блоки в пределах Кабак-Тайгинской зоны разломов по р. Мал. Улаган и ее левому притоку руч. Балтырганду. В строении свиты принимают участие прибрежно-морские переслаивающиеся зеленовато-серые, серые, темно-серые, реже лилово-серые слабоизвестковистые мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, редко крупнозернистые существенно кварцевые песчаники с примесью гравийного и мелкогалечного материала, горизонты мелкогалечных конгломератов с галькой кремнистых пород, эффузивов разного состава, гранитоидов и известняков. Нижний и верхний контакты свиты тектонические, мощность более 240 м. По всему разрезу свиты встречаются остатки брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Rhynchospirina* sp.; пелиципод, спор и растений: *Svalbardia boyi* Kr. et Weyl., *Paracephalopteris praecox* (Hoeg.) Anan., *Actinopodium nathorsti* Hoeg., *Hostimella* sp., *Pteridorachis* sp., которые датируют отложения позднеживетским веком среднего девона [319]

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Малафеевская свита (D_{2-3ml}) слагает небольшие поля (ядра синклиналей) в междуречье Ануй—Песчаная в контуре Барагашского прогиба и мелкие тектонические блоки по его периферии у с. Юртное, пос. Усть-

Кан и в районе водораздела рек Ябоган и Ело. В строении свиты в нижней части преимущественным развитием пользуются сероцветные, иногда пестроокрашенные разнозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники с прослоями (обычно тонкими) алевролитов и глинистых сланцев, изредка встречаются линзы (до 2 м) гравелитов и конгломератов; в верхней — сероцветные, часто известковистые алевролиты, глинистые сланцы с редкими горизонтами (0,1–1 м) темно-серых пелитоморфных известняков. В основании залегает пачка (до 60 м) полимиктовых конгломератов с линзовидными прослоями гравелитов и песчаников. Галька представлена разнообразными вулканитами от основного до кислого составов, кварцитами и известняками. Свита стратиграфически несогласно залегает на образованиях куяганской свиты, верхняя граница эрозионная. Мощность свиты 700–800 м.

Из нижней части разреза свиты во многих пунктах определены брахиоподы: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.), *Spinocyrtia martianovi* (S t u c k.), *Mucrospirifer mucronatus* (H a l l), *Cyrtina heteroclita* (D e f r.), *Rhynchospirina* cf. *lopatini* S t u c k. и др. [132, 140, 438]; из верхней части в стратотипе по ключу Малафеев — *Anathyris phalaena* P h i l l., *A. peetzi* K h a l f., *Cyrtospirifer achmet* N a l. [140]. Приведенный список окаменелостей датирует вмещающие их отложения поздним живетом (мазаловско-китатское время)—ранним франом (вассинское время).

Урсульская серия ($D_{2-3}ur$) приурочена к внутренним частям Куратинского прогиба, где занимает значительную площадь в бассейне р. Урсул, а также слагает небольшие участки по рекам Сема и Курата. В составе урсульской серии снизу вверх объединены вулканогенно-осадочные верхнеживетские туэктинская, бичиктубомская и нижнефранская богучинская свиты [132].

Туэктинская свита сложена большей частью темно-серыми (до черных) глинистыми, известково-глинистыми сланцами с прослоями темно-серых глинистых известняков, серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников, алевролитов, пепловых туфов и туффитов кислого, иногда смешанного составов, туфосланцев, туфоалевролитов. В основании, как правило, залегает грубообломочная пачка мощностью до 100 м, состоящая из переслаивающихся зеленовато-серых, лиловых вулканомиктовых конгломератов, серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых и полимиктовых разнозернистых песчаников, алевролитов, туфопесчаников и глинистых сланцев. В гальке конгломератов присутствуют обломки кислых и средних эффузивов, туфов, сланцев и алевролитов. Туэктинская свита стратиграфически несогласно перекрывает породы курагинской свиты и согласно перекрывается отложениями бичиктубомской свиты. Мощность свиты по району от 1200 до 1600 м.

В разрезах свиты нередко встречаются остатки брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.), *Spinocyrtia martianovi* (S t u c k.), *Productella* sp., *Schizophoria* sp., *Delthyris* (K o r.), *Devonochonetes* sp. и др. [88, 132, 401], которые датируют ее позднеживетским веком (мазаловско-китатское время) среднего девона.

Бичиктубомская свита представлена серыми, темно-серыми алевролитами, мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми, иногда известковистыми песчаниками, участками с «плавающей» галькой кислых и средних

эффузивов, туфов, кварцитов и известняков; горизонтами и пачками (от первых метров до 140 м) серых пепловых туфов кислого и смешанного состава, туфопесчаников; единичными маломощными (до 2,5 м) прослоями известковистых алевролитов и глинистых известняков, нередко переполненных скелетами табулятоморфных кораллов и криноидеями; линзами конгломератов с галькой черных сланцев и алевролитов. Соотношения с ниже- и вышележащими отложениями туэктинской и богучинской свит согласные. Мощность свиты 1300 м.

В стратотипическом разрезе юго-западнее с. Бичикту-Бом по левому борту р. Каракол, по данным Я. М. Гутака [319], свита во многих пунктах содержит брахиоподы: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Chonetes* cf. *coronatus* Conr., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Kransia subsignatus* (Peetz), *Leptagonia sinuata* (Ron.), *Spirifer* sp., *Productella* sp., *Schizophoria* sp. мазаловско-китатского времени позднеживетского века среднего девона.

Богучинская свита выделена А. Н. Кононовым [350] со стратотипом в среднем течении р. Каракол около с. Богучи в центральной части Онгудайского прогиба. Отличительной особенностью данного подразделения было то, что в ее разрезе присутствовали эффузивы основного состава, в остальном же разрез свиты аналогичен туэктинской свите. В последние годы целым рядом геологов [88, 449] при исследованиях в бассейне р. Урсула и в стратотипическом районе выяснилось, что за основные вулканиты в составе богучинской свиты ранее нередко принимались мощные дайки и силлы долеритов и базальтов урскульского комплекса верхнего девона. В то же время, отложения, содержащие верхнедевонскую фауну, в пределах Онгудайского прогиба присутствуют и ранее А. Н. Кононовым включались в состав верхней части бичиктубомской свиты. Так, в разрезе по левому борту р. Каракол в 3,5 км к северо-востоку от с. Богучи разрез бичиктубомской свиты согласно наращивает пачка темно-серых, зеленовато-серых алевролитов с остатками верхнедевонской флоры: *Archaeopteris* sp., *Pteridorachis* cf. *striata* Nath., *Sphenophyllum* sp. и пеллециподами плохой сохранности [319, 350]. Мощность флороносной пачки более 80 м. Дальнейший разрез срезается тектоническим нарушением и далее в юго-западном направлении к с. Богучи после широкого лога наблюдается разрез туэктинской свиты с фауной верхнего живета, который собственно и описывался А. Н. Кононовым как богучинская свита верхнего девона.

Второй участок, где выявлена органика верхнего девона, расположен в северной части Онгудайского прогиба по р. Кислая (правый проток р. Сема) ниже пос. Шебалино. Здесь в узкой (до 1 км) тектонической пластине северо-западного простираения вскрывается фрагмент разреза, сложенный в нижней части (более 220 м) пачкой переслаивающихся серых, реже лилово-серых алевролитов, песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов и с остатками брахиопод *Euryspirifer heehiel* (Kon.) позднего живета (верхи бичиктубомской свиты); а в верхней (более 180 м) — темно-серыми до черных глинистыми сланцами с линзами известняков и прослоями песчаников, содержащих, по данным А. Н. Кононова [132] и Я. М. Гутака, брахиоподы *Cyrtospirifer schelonicus* Nat., *Anathyris phalaena* (Phill.) и др. низов франского века позднего девона.

Кызылшинская серия ($D_{2-3}kz$) развита в пределах тех же участков, что и бельгебашская свита, разрез которой согласно наращивает. В целом серия представляет собой сложный комплекс карбонатно-терригенных мелководно-морских, прибрежно-морских осадков, реже фиксируются прибрежно-континентальные отложения, которые охарактеризованы как типично морской фауной, так и флорой. В своем составе она объединяет согласно наращивающие друг друга: позднеживетскую узунтаальскую, раннефранскую аккаинскую, позднефранскую туерыкскую и раннефаменскую чейбеккольскую свиты.

Узунтаальская свита сложена красноцветными и пестроцветными разнотернистыми, участками известковистыми песчаниками, алевролитами, спорадически встречаются горизонты органогенно-обломочных известняковых гравелитов, мергелей, ракушнякав, кремнистых пород, участками в нижних частях разрезов широко развиты гибридные алевролиты и аргиллиты, переполненные карбонатными стяжениями (калькреты).

В правом борту долины р. Кызылшин, к северу от стратотипа, в верхней части разреза свиты отмечается несколько линзовидных прослоев, мощностью 0,5 и 1,3 м, протяженностью в пределах обнаженной полосы 25–35 м, голубоватых медистых алевролитов, густо пропитанных халькозином, халькопиритом, купритом, теноритом и самородной медью [82]. Источником меди для этих отложений являлись обогащенные последней в рассеянной форме вулканиты корумкешинской свиты. В разрезах свиты по левому борту р. Аккая и в междуречье Кызылчин–Чаган-Узун южнее с. Чаган-Узун в нижней части залегает пачка (более 130 м) переслаивающихся лиловых алевролитов, аргиллитов, калькретов, пестроцветных разнотернистых песчаников, редко отмечаются линзовидные маломощные (до 1 м) прослои темно-серых кремней, гравелитов и светло-серых известняковых гравелитов с мшанковым гравием; из мшанок определены: *Lioclema bugusunica* Nekh., *Pseudobatosomella* cf. *tshuensis* Volk., *P. akkaensis* (Volk.); в верхней части (190–280 м) – пачка пестроцветных, участками зеленоцветных алевролитов, разнотернистых песчаников с редкими маломощными линзовидными слоями и стяжениями темно-серых кремней, горизонтами светло-коричневых мергелей. В песчаниках верхней части разреза установлены остатки флоры: *Drepanophycus* sp., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk. [317]. Суммарная мощность разреза 320–410 м.

В тектонических блоках в зоне Курайского разлома и в пределах Бельгебашского грабена свита сложена лиловыми, реже серыми, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, нередко с прослоями и пачками (до 15 м) кремневых, розово-серых известняков. В сероцветных разностях пород и известняках нередко присутствуют остатки брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Rhynchospirina lopatini* (Stuck.), *Sibiratrypa lebedjanica* (Ron.), *Urella schmidtii* (Stuck.), *Devonochonetes coronatus* Hall; ругозы: *Nicholsoniella* ex gr. *baschkirica* Soschk., *Altaiphyllum belgebaschicum* Iv. и др.; табуляты: *Thecostegites infundibuliferus* (Tchern.), *Trachypora circulipora* Kauss., *Tr. rhiphaea* Janet. и др.; трилобиты *Dechenella beiensis* (Z. Max.), мшанки, криноидеи и мелкий растительный детрит [317]. Мощность свиты в наблюдаемых здесь разрезах составляет около 230 м, а в целом по району колеблется от 200 до 410 м.

Исходя из литологических типов пород, их окраски и текстурных признаков, можно заключить, что формирование отложений свиты шло в довольно разнообразных обстановках приливно-отливной зоны, открытых и изолированных с ограниченным водообменом лагуна.

Возраст свиты по палеонтологическим остаткам определяется в интервале верхи живетского века среднего девона—низы франского века позднего девона.

Аккаинская свита представлена в нижней части (165—380 м) мелководными зелеными, голубовато-зелеными алевролитами и аргиллитами, участками с растительным детритом, редкими прослоями (0,1—0,2 м) серых полидетритовых (преобладают брахиоподы и криноидеи) глинистых известняков, линзами и стяжениями кремней, сидеритов с отпечатками брахиопод; в верхней (200—260 м) — переслаивающимися (фашии песчаных пляжей и волнового поля) зелеными, зелено-серыми мелкозернистыми, часто известковистыми песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, редкими тонкими и мелкими пропластками органогенно-обломочных глинистых, иногда глауконитсодержащих известняков и сидеритов. Мощность свиты в стратотипической местности (правобережье р. Кызылчин, р. Аккая) 360 м, в пределах Кызылшинского блока возрастает до 640 м.

Наиболее хорошо фаунистические остатки из разрезов свиты изучены в стратотипической местности, где содержат брахиоподы: *Cyrtospirifer schelonicus* NaI., *Mucrospirifer ales* (Khalf.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. vassiniensis* (Ržon.), *Cariniferella tioga* (Hall), *Anathyris phalaena* (Phill.), *Athyris concentrica* (Buch), *A. angelica* Hall, *Spinatrypina tubaecostata* (Paesc.) и др.; ругозы: *Nicholsoniella baschkirica* Soshk., *Schluteria lazutkini* Bulv. и др.; конодонты: *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Polygnathus webbi* Stauffer, *P. normalis* M. et Youngq., *P. lodinensis* Pölster, *P. aequalis* Klapper et Lane; ихтиофауна: *Phoebodus bifurcatus* Ginter et Ivanov, *Ph. fastigatus* Ginter et Ivanov, «*Acanthodes*» sp. и др.; остракоды: *Indivisia indistincta* Zasp. et Egorov, *Aparchites calculus* Gleb. et Zasp. и др. [82, 87, 317, 319]. Возраст аккаинской свиты устанавливается в объеме раннего франа (вассинское время), по конодонтам соответствует стандартным зонам Lower asymmetricus — Lower gigas.

Туерыкская свита сложена теми же литофациями осадочных пород, что и аккаинская свита; отмечаются лишь некоторые отличия в деталях, из которых наиболее существенной является смена раннефранского биоценоза позднефранским. Свита содержит многочисленные палеонтологические остатки, среди которых установлены брахиоподы: *Anathyrella monstrum* (Khalf.), *An. ussoffi* (Khalf.), *Cyrtospirifer rectangularis* (Peez.), *C. ussoffi* Khalf., *C. cf. conoideus* (Roem.), *Adolfia ziczack* (Roem.), *Spinatrupa gigantea Gutak* sp. nov. и др.; двустворчатые моллюски *Pteria* (*Actinopteria*) cf. *grewinki* (Wen.); ругозы: *Nicholsoniella* ex gr. *baschkirica* Soshk., *Penekiella jakovlevi* (Bulv.); ихтиофауна: *Phoebodus fastigatus* Ginter et Ivanov, *Protacrodus vetustus* Jaekel; *Stethacanthus* cf. *thomasi* (Turner.) и др.; конодонты: *Ancyrognathus* sp., *Polygnathus normalis* M. et Youngq., *P. decorosus* Stauffer, *P. webbi* Stauffer, *P. brevilaminus* Branson et Mehl, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, *I. nodosus* Huddle (sensu Seddon), *I. expansus* Branson et Mehl (sensu Seddon), *I. ex gr. curvatus* Branson et Mehl. соломинско-

го времени позднефранского века позднего девона, по конодонтам зона *gigas* [87, 317].

Чейбеккольская свита завершает разрез кызылшинской серии. Выходы свиты известны в окрестностях оз. Чейбеккель севернее пос. Акташ (стратотипический район) и в бассейне р. Кызылшин. В стратотипической местности в нижней части (86 м) она представлена зеленовато- и голубовато-серыми алевролитами, редкими отдельными тонкими (до 10–15 см) прослоями известковистых аргиллитов, темно-серых органогенно-обломочных известняков, желваками сидеритов, обычно изобилующих остатками брахиопод, пеллеципод, мшанок, обугленных спор, редко ругоз, табулят и наутилоидей, в верхах единичный прослоек мелкозернистого песчаника; в верхней части (95 м) — переслаивающимися зелеными, зелено-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, тонкими линзовидными прослоями органогенно-обломочных известняков, известковистых песчаников с многочисленными брахиоподами, пеллециподами, мшанками, криноидеями, обугленными растительными остатками, спорами, остатками ихтиофауны и конодонт, в прикровельной части присутствуют прослойки лиловых песчаников, а в средней — пачка (17 м) крупнозернистых песчаников. Мощность отложений 181 м, здесь они представляют собой единую регрессивную серию, начинающуюся с мелководных алевролитов и завершающуюся алевролитами и песками волнового поля и приливно-отливной зоны. На этом участке свита несогласно перекрывается угленосными отложениями кызылташской свиты позднего карбона.

Среди обильных органических остатков в разрезе свиты установлены брахиоподы: *Mesoplica praelonga* (Sow.), *M. meisteri* (Peetz.), *Mycrospirifer posterus* (Hall), *Streptorhynchus matirucus* Nal., *Athyris globularis* Phill., *Schuchertella chemungensis* Conr., *Sch. matirica* Nal., и др.; ихтиофауна: *Stethacanthus* cf. *thomasi* (Tüener), *Devoronchus* sp., *Moythomasia* sp., *Kentuckia* sp., и др.; конодонты: *Icriodus iowaensis* Youngquist et Peterson, *Polygnathus normalis* Miller et Youngquist, *P. admirandus* Strelchenko, *Pelekysgnathus* sp. нижней части фаменского века (конодонтовые зоны *Middle triangularis* — *Lower rhomboidea*) [82, 87].

Юстыдская серия (D_{2-3} **jus**) прослеживается из бассейна р. Карагем в бассейн верхнего течения р. Чуя и далее на территорию Монголии. В структурно-тектоническом плане она полностью слагает одноименный прогиб и Карагемский грабен, которые в более крупном плане отвечают северной ветви Делюно-Юстыдского прогиба.

Серия представляет собой мощный сложный комплекс относительно глубоководных флишеподобных, мелководно-морских (шельфовых), прибрежно-морских и прибрежно-континентальных отложений, в тех или иных вариациях повторяющихся в разрезе или же фациально замещающих друг друга по латерали, а в целом образующих единый крупный живетско-фанский седиментационный цикл (ритм) развития территории с общей регрессивной направленностью (от типично морских осадков в нижней части к прибрежно-континентальным в верхней части), внутри которого намечаются циклы более низших порядков, обусловленных главным образом эвстатическими колебаниями уровня палеобассейна.

В составе юстыдской серии выделяются верхнеживетские ташантинская, барбургазинская и французская богутинская свиты.

Ташантинская свита объединяет три довольно выдержанные по площади пачки пород, которые многими исследователями рассматриваются в ранге отдельных подсвит, согласно сменяющих друг друга в разрезе. За критерий разделения принят литологический фактор, известковистость и насыщенность отложений палеонтологическими остатками. Свита в пределах большей части Юстыдского прогиба представляет собой «черносланцевую» флишеподобную толщу, сложенную серыми, темно-серыми до черных средне- и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками (доминируют), алевролитами и аргиллитами. По всему разрезу отмечаются включения сингенетического пирита. Матрикс отложений представлен черными алевролитами и аргиллитами («черными сланцами»), а разнообразными по размерам (от первых метров до нескольких километров) включения пластинчатой, резко удлиненной формы, сложены породами нижнего кембрия (туфы, известняки тыдтуерыкской свиты), такими же, как и ташантинские – черными сланцами. Здесь же в филлитовидных черных сланцах присутствует «плавающий» хорошоокатанный крупногалечный материал, сложенный эффузивами балхашской свиты нижнего кембрия и интрузивными породами таджилинского комплекса. Разновозрастность матрикса и включений подтверждена результатами спорово-пыльцевого анализа.

В пределах Карагемского грабена (бассейн р. Чаган-Узун), а также в северо-восточной части Юстыдского прогиба (бассейн р. Усту-Гиматэ) в составе нижней подсвиты значительную часть составляют пестроцветные пачки алевролитов, песчаников, появляются горизонты гравелитов и конгломератов, указывающие на близость континента. Некоторая красноцветность отложений отмечена и в районе Кок-Саира в северо-западной части прогиба [317]. Контакты с подстилающими отложениями большей частью тектонические, и лишь в северо-западной части прогиба зафиксировано несогласное залегание подсвиты на образованиях нижнего кембрия [317]. В своей базальной части она содержит пачку (50–150 м) конгломератов и конгломератобрекчий с карбонатным цементом, в составе которого присутствуют остатки криноидей и табулят: *Thamnopora ambigua* Tchud., *Th. proba acrospina* Dubat., *Th. nicholsoni* (Frech.), *Th. rudis* Tchud., *Natallopyllum insuetum* Dubat. позднеживетского века среднего девона [319]. Мощность нижней подсвиты по известным разрезам составляет 600–950 м.

Свита сложена серыми, темно-серыми, в разной мере известковистыми алевролитами, аргиллитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с пелитоморфными и органогенными известняками. Ритмы, как правило, четырехчленные: песчаник–алевролит–аргиллит–пелитоморфный глинистый известняк. В пределах ритмов слоистость (слоистость) горизонтальная, пологовогнутая и волнистая; отдельные пропластки песчаников иногда имеют отчетливо выраженную косослоистую текстуру донных течений. Органогенные известняки в плане и разрезе подсвиты образуют довольно частые, нередко довольно мощные (до первых сотен метров) пласты, линзовидные и холмовидные тела цельносkeletalной и биокластической структуры с значительной примесью терригенного алевроглинистого материала и

представляют собой ископаемые раковинные и субкаркасные банки и иловые холмы. В составе биоты присутствуют разнообразные брахиоподы, кораллы, криноидеи, мшанки и многие другие группы организмов. В терригенной части разреза подсвита фауна менее многочисленна, не столь разнообразна, обычно рассеяна, но присутствует всегда. В целом разрез подсвиты представляет собой типичные фации осадков открытого шельфа. По площади фациальные изменения в составе подсвиты выражаются в увеличении или уменьшении роли органогенных известняков, общей известковистости отложений и вариациях захороненных бентосных сообществ. Мощность подсвиты непостоянна и составляет от 250 м до 850 м, достигая максимума в разрезах, где широко развиты частые мощные тела органогенных известняков.

В составе палеонтологических остатков, содержащихся в разрезе подсвиты, присутствуют брахиоподы: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.), *Spinocyrtia martianovi* (St u c k.), *Sibiratrypa lebedianica* (R ö o n.), *Microspirifer mucronatus* (H a l l), *Devonochonetes coronatus* (H a l l) и др.; табуляты: *Crassialveolites mirus* Dubat., *Thamnopora proba* Dubat., *Th. nicholsoni* (F r e c h.), *Th. compacta* Tchud., *Trachypora riphaca* Y a n e t и др.; ругозы: *Altaiophyllum belgebaschicum* I v., *Nicholsoniella* ex gr. *baschkirica* S o s n h., *Pseudomicroplasma fongi* (I o n.) и др., определяющие ее возраст поздним живетом.

По всему разрезу наблюдаются в низах очень редкие и более частые в верхах пропластки серых биокластических известняков с остатками брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.) *Spinocyrtia martianovi* (St u c k.), *Urella schmidtii* (St u c k.), *Schellwinella umbraculum giganteum* R ö o n., *Rhynchospirina lopatini* (St u c k.) и др., мшанок и двустворчатых моллюсков, характерных для позднего живета. В прикровельной части появляются единичные маломощные горизонты серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников [317, 369]. Разрез подсвиты, очевидно, большей частью представляет фации глубоко погруженной окраины шельфа, в самых верхах фиксируется относительно резкое обмеление (по появлению слоев песчаников и сравнительно частых горизонтов детритовых известняков. Мощность подсвиты 550–650 м.

Суммарная мощность свиты по совокупности мощностей подсвит в частных разрезах около 1500 м. Возраст ташантинской свиты – поздний живет.

Барбургазинская свита объединяет в своем составе две различные по литологии и окраске пачки пород, выделяемые в качестве самостоятельных подсвит [317, 369]. Нижняя граница свиты многими исследователями трактуется как согласная; на наш взгляд, она имеет характер скрытого несогласия. Свита представлена ритмично переслаивающимися алевролитами, средне- и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками массивной, горизонтально- и косослоистой текстуры, нередко в разной мере известковистыми, редко маломощными линзами дресвянистых осадочных брекчий с обломками алевролитов в песчаном матриксе, контрастной зеленой, зелено-серой, лиловой, реже вишнево-красной окраски. Мощность подсвиты колеблется от 470 до 1000 м, увеличиваясь к центральной части прогиба [317, 369]. Суммарная мощность свиты от 900 до 2850 м.

Палеонтологические остатки в отложениях нижней подсвиты редки, известны только находки филопод: *Sphaerustheria celsa* N a v o j., *Trigonosthe-*

ria timanica (L u s k.) в пади Ташанта и флоры плохой сохранности в урочище Кок-Саир [317]. По всему разрезу верхней подсвиты нередко отмечают скопления флоры: *Condophyton aqatilis* S. Step., *Oriensphyton* aff. *jakubobi* S. Step., *Pseudosporochnus* cf. *nodosus* Lec l. et Banks., *Pseudouralia* cf. *sibirica* Petros.; а в маломощных слойках известняков выявлены остатки брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (K o n.), *Spinocyrtia martianovi* (S t u c k.), *Athyris concentrica* (B u c h.), *Sibiratrypa* sp., *Schellwienella umbraculum giganteum* (R ž o n.), *Mucrospirifer mucronatus* (C o n r.) и др., криноидеи и мшанки. В стратотипической местности в последние годы установлены конодонты: *Icriodus* aff. *expansus* Br. et M. (sensu Chatterton), *I.* aff. *stelcki* Chatterton [317, 319]. Возраст свиты по палеонтологическим данным и ее положению в разрезе уверенно определяется позднеживетским веком среднего девона.

Богутинская свита сложена зелено- и буровато-серыми, серыми, темно-серыми разномощными полевошпатово-кварцевыми, иногда кварцевыми песчаниками, алевролитами, редкими маломощными прослоями и линзами «пудинговых» конгломератов, осадочных брекчий (гравийно-галечные и дресвянистые микститы), биокластических известняков. Нижний контакт с барбургазинской свитой согласный и устанавливается по смене в разрезах среднедевонских комплексов растительности и фауны на верхнедевонские. Верхняя граница — эрозионная. Общая мощность разреза 3140 м. Мощность свиты на этом участке более 700 м, в целом по району составляет от 700 м до 3140 м.

Отложения свиты почти повсеместно насыщены значительным количеством археоптерисовой флоры (остатки ствольных частей, стеблей, листьев, мелкий детрит): *Archaeopteris sibirica* Z a l., *Ar. roemeria* (G o e r.), *Ar. fissilis* S c h m a l., *Moresnetia* sp. и др. [317, 369], в ряде пунктов на талдуайском и богутинском участках совместно с последней присутствуют остатки более ранней, переотложенной псилофитовой флоры: *Hostimella hostimensis* P o t. et V e r n., *Pteridorahis* sp. [285]. В горизонтах детритовых известняков, реже в аргиллитах и алевролитах определены остатки брахиопод: *Sibiratrypa vassinensis* R ž o n., *Productella subaculeata* (M u r c h.), *Rhynchospirina tschernyschewi* (P e e t z), *Aulacella eifelensis* (V e r n.), *Cyrtospirifer schelonicus* N a l., *Stropheodonta asella* (V e r n.), *Cyrtina recta* (H a l l) и др.; ихтиофауны: *Bothriolepis* aff. *panderi* L a h u s e n; двустворчатых моллюсков, гастропод, криноидеи и редко ругоз [317, 319, 369]. Возраст свиты по палеонтологическим данным соответствует вассинскому времени раннефранского века позднего девона.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ильдугемская серия (D_3il) развита в Курайском хребте в районе верховий рек Ниж. Ильдугем, Верх. Ильдугем и Узуноюк, где слагает Ильдугемский блок Телецко-Чулышманской СФЗ. В строении серии принимают участие континентальные пестроцветные терригенные отложения куйташской, бертозекской и январкушкенской свит верхнего девона.

Куйташская свита сложена перемежающимися зелеными, зелено-серыми, реже лилово-серыми и вишневыми мелко-среднезернистыми, реже крупнозернистыми литоидными песчаниками (литарениты), алевропес-

чаниками, алевролитами с отдельными пачками (до 15 м) тонкослоистых темно-серых, серых филлитизированных алевроаргиллитов и аргиллитов. Нижний контакт свиты тектонический, верхний с бертозекской свитой согласный. Мощность свиты 770 м. В отложениях куйташской свиты установлены остатки рыб: *Asterolepis* sp. nov.; филлоподы: *Asmussia* sp. ind., *Asmusiella* sp. ind.; флора: *Aphlebiopteris* cf. *bogendorfiana* Goth. et Zimm., *Archaeopteris* cf. *sibirica* Zall.; споры: *Acanthotriletes erinaceus* Naum., *Leiotriletes trivialis* Naum., *Trachytriletes* sp., которые датируют ее франским веком позднего девона [319].

Бертозекская свита представлена толщей пестроцветных терригенных пород, по своему облику и составу аналогичных таковым в куйташской свите, разрез которой она согласно наращивает. Некоторой отличительной особенностью данного подразделения является общее относительное погребление обломочного материала, присутствие в нижней части разреза пачек и горизонтов конгломератов и гравелитов, а в верхней части литоидные песчаники сменяются субаркозовыми разностями. Мощность свиты 740 м. Породы свиты содержат остатки растений: *Archaeopteris* cf. *sibirica* Zall., *Altajephyton gutakense* Petr. (ms.); филлоподы франского века позднего девона [317].

Янчактушкенская свита сложена монотонной толщей темно-серых мелкозернистых литоидных и кремнистых песчаников, алевропесчаников, алевролитов с отдельными пачками (до 40 м) темно-серых и черных аргиллитов. На поверхностях напластования нередко отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, капли дождя. Отложения свиты согласно перекрывают породы бертозекской свиты, верхняя граница эрозионная. Мощность свиты более 780 м.

В разрезе свиты выявлены остатки флоры: *Protolepidodendropsis* sp. и споры: *Leiotriletes parvus* Naum., *L. trivialis* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Walt., *Acanthotriletes parvus* Naum., *Hymenozonotriletes variabilis* Naum., *H. platyrugosus* Naum., *H. mancus* Naum., *Lophotriletes semilucensis* Naum., *Lophozonotriletes grumosus* Naum., *L. retusus* Naum., *L. rugosus* Naum., *L. grandis* Naum., которые указывают на фаменский возраст отложений [317].

Байгольская свита (D_3bgf) в районе слагает узкую (до 170 м) тектоническую пластину северо-западного простирания в зоне Каракольского разлома восточнее пос. Чемал по левому борту долины р. Кубы, ниже устья р. Каяс. Она представлена пачкой (150 м) переслаивающихся (слоистость пологоволнистая и частично перекрестная) серых известковистых алевролитов и крупнодетритовых известняков, сложенных обломками раковин брахиопод, двустворчатых моллюсков, остатками водорослей и разрозненными члениками криноидей. В подошвах прослоев известняков нередко наблюдаются скопления углефицированных ствольных частей растений, мелкий рассеянный растительный детрит отмечается также и внутри прослоев алевролитов. Текстуры пород и характер органических остатков указывают на то, что осадконакопление шло в зоне волнений прибрежно-морского мелководья. В комплексе окаменелостей присутствуют брахиоподы: *Cyrtospirifer* sp., *Athyris angelica* (Hall.), *A. isilensis* Rzon., *Cyrtina recta* (Hall.), *Gypidula cassidea* (Phill.), *Schizophoria tulliensis* (Van.), *Aulacella*

eifeliensis (Vern.) и др. [264], датирующие отложения раннефранским веком (вассинское время) позднего девона.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кокоринская свита (D_3-C_1kr) выявлена в последние годы в ходе проведения работ по составлению Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов М-45-ХVII и серийных легенд [449]. Она слагает небольшие поля в осевой части Северо-Чуйского хребта (Машейский прогиб), а также узкую тектоническую пластину по Курайскому хребту в районе водораздела рек Кокоря—Узуноук (зона сочленения Верхне-Ильдугемского и Восточно-Алтайского блоков Телецко-Чулышманской СФЗ). В состав свиты входят сформированные в наземных условиях вишневые, лилово-серые, реже зеленовато-серые разнообломочные (преимущественно пепловые) туфы, туффиты, реже вулканические брекчии, кластолавы и игнимбриты риолитов, риодацитов и дацитов, иногда отмечаются пестроокрашенные пирокласто-осадочные и вулканогенные породы, которые совместно с более широко развитыми (лучше сохранившимися) субвулканическими и жерловыми фациями образуют единый кокоринский базальт-дацит-риолитовый комплекс.

Субвулканические тела габбродолеритов, риолитов, гранит-порфиров и малоглубинных микропегматитовых лейкогранитов ($\epsilon_{\text{пл}}D_3-C_1kr$) наиболее широко распространены в Машейском ареале (Машейский и Карагемский прогибы). Наиболее крупный петротипический *Кокоринский массив* ($9 \times 1,5$ км) прорывает терригенные породы горноалтайской и курайской и сопровождается широким ореолом узловатых кордиерит-биотит-амфиболовых роговиков. По результатам геологосъемочных работ [317], в строении массива принимают участие две фазы внедрения: первая — 7 % от объема массива — трещинные тела протяженностью до 5–6 км при мощности до 300 м — сложена габбропироксенитами и умереннощелочными долеритами, вторая — гранитная, представленная магнетитсодержащими (1,2–1,5 кг/т) высококалиевыми лейкогранитами, гранит-порфирами и гранофирами. Установленные в связи с Кокоринским массивом руды характеризуются шлировым строением, цементными и брекчиевыми текстурами (обломки микрогранитов сцементированы магнетитом). Габброиды нередко характеризуются весьма высокими содержаниями TiO_2 (3,4 %), P_2O_5 (1,84 %), K_2O (1,16 %), Rb (25–90 г/т), что типично для рифтогенных пород трахибазальтовой формации активных континентальных окраин. В Машейском ареале субвулканические породы кокоринского комплекса слагают штоки и силлы, доминируют риолиты и граниты (до 15–20 км при мощности 1–2 км), а долериты и габбродолериты относительно редки. Вмещающие терригенные отложения среднедевонской ташантинской и карбонатно-терригенные — раннедевонской даянской свит ороговикованы, в риолитах широко проявлены вторичные кварциты и поля сульфидизированных пород.

В пределах Машейского прогиба кокоринская свита с размывом перекрывает отложения даянской свиты. Мощность ее более 400 м. Палеонто-

логически отложения не охарактеризованы. Возраст кокоринской свиты и вулканического комплекса в целом определяется как верхняя часть позднего девона, исходя из факта прорывания субвулканическими телами кокоринского комплекса фаунистически охарактеризованных позднеживетско-раннефранских отложений юстыдской серии. Кроме того, галька характерных ультракалийевых риолитов выявлена в конгломератах среднекаменноугольной узунтыдтугемской свиты.

Черемшанская свита ($D_3-C_1 \check{r}$) слагает небольшие поля по руч. Никитин (Филаретов Ключ) севернее с. Черемшанка (Куягано-Барашская группа грабен), в верховьях руч. Денисов (Сибирячихинский грабен), а также вскрывается в узких тектонических блоках в зоне Терехтинского разлома в бассейнах верхнего течения рек Тюгурюк и Верх. Катанда. Свита представлена толщей прибрежно-морских и мелководно-морских карбонатно-терригенных отложений – сероцветные известковистые алевролиты, аргиллиты, мергели, пелитоморфные, биокластические и биоморфные известняки; пестроцветные аркозовые, кварцевые и полимиктовые, участками известковистые песчаники, алевролиты, олигомиктовые и полимиктовые гравелиты, конгломераты. Отложения трансгрессивно перекрывают разные горизонты нижнего и среднего девона. Верхняя границы эрозионная.

В зоне Терехтинского разлома в наиболее полном разрезе по р. Верх. Катанда в составе свиты выделяются четыре крупные пачки (снизу вверх) [303]: 1) светло-серые известковистые алевролиты с тонкими прослоями серых известняков (содержат позднефаменские брахиоподы *Shizophoria pacimpresca* Na l., *Mucrospirifer posterus* (Hall), *M. cunkur* (Na l.), *Adolfia munarensis* Mart., *Retzia karagandica* (Na l.), в кровле пласт (30 м) серо-зеленых глинистых сланцев (более 130 м); 2) вишнево-красные мелкозернистые известковистые песчаники с прослоями (до 1 м, редко до 20–30 м) серых глинистых известняков и в нижней части лиловых алевролитов (280 м); 3) серые, темно-серые известковистые алевролиты с прослоями (обычно тонкими) глинистых известняков, породы содержат остатки в нижней части позднефаменских брахиопод: *Mucrospirifer* cf. *posterus* (Hall), *Camartoechia boloniensis* (Orb.), *Aulacella interlineata* (Sow.), *Semiproductus*(?) cf. *tykhtensis* Sar., *Rugosohonetes hardrensis* (Phill.), *Plicochonetes armata* (Bouch.), *Shelwienella planumbona* Weller.; в верхней части турнейских – *Rhipidomella burlingtonensis* (Hall), *Asyrinxia* sp., *Syringothyris* sp. (150 м); 4) лилово-серые мелкозернистые известковистые песчаники с линзами гравелитов кварц-кремнистого состава (более 50 м). Мощность свиты по данному разрезу более 610 м.

Возраст свиты определяется в интервале абышевского времени фаменского века позднего девона–подъяковского времени ранневизейского века раннего карбона.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные образования занимают небольшие, изолированные площади в зонах крупных разрывных нарушений (Шапшальский, Моген-

Буренский, Курайский, Ильдугемский и Берельский разломы), где сохранились в мелких впадинах и грабенах — Беркойринская впадина, Сайгонышская и Чейбеккольская группы грабенов, Моген-Буренский, Узунтыдугемский и Текелинский грабены. В совокупности они представлены всеми отделами каменноугольной системы.

Артолыкская свита (C_{1ar}) выделена не так давно при проведении геологических работ по ГДП-200 на листе М-45-ХVI [89] в пределах Курайской степи (Чейбеккольская группа грабенов), где слагает серию небольших сближенных эрозионных останцов в междуречье р. Курайка и руч. Арталык (Ортолык) в 3,5 км севернее п. Курай. Свита представлена толщей светло-серых мелко- и среднезернистых субаркозовых песчаников с частыми относительно маломощными (до 0,5 м), линзовидными непротяженными (до 10 м) прослоями темных зелено-серых алевролитов. Нижний и верхний контакты свиты перекрыты отложениями квартера. Учитывая структурно-тектоническую позицию данного блока (зона Курайского разлома), вероятнее всего ограничения свиты имеют характер эпигенетического несогласия.

По всему разрезу свиты встречаются плохосохранившиеся фрагменты ствольных частей растений, возможно принадлежавшие к роду *Paracalamites* sp., участками в больших количествах присутствуют обрывки пресноводных водорослей. В слоях алевролитов определены многочисленные споры: *Punctatisporites rauserae* Naum., *P. glabratus* Luber., *P. nigratus* Oschurk., *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byvsch., *Dictyotriletes submarginatus* Playf., *Granisporites testiculatus* Luber., *Acanthotriletes hirsutus* Inos., *Leiotriletes inermis* Waltz., *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard., *Stenozonites limbatus* Ischenko, *Spelaeotriletes notabilis* (Naum.) Byvsch., cf. *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo, *Endosporites micromanifestus* Hacquebard., *Trilobozonotriletes* sp. (определения Л. Л. Дрягиной), по которым наиболее вероятный возраст вмещающих их отложений — ранний карбон, турнейский и визейский века.

Сыгынсугская и беркойринская свиты объединенные ($C_{1-2sg} + br$) слагают Бейкоринскую впадину в районе водораздела рек Кыга и Бол. Абакан, Сайгонышскую группу грабенов по Шапшальскому хребту и Моген-Буренский грабен; в силу разрешающей способности масштаба карты не могут быть показаны отдельно.

Сыгынсугская свита сложена пестроцветными разнозернистыми аркозовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туфогенными алевролитами, пепловыми туффитами и туфами кислого состава, редко небольшими линзовидными прослоями и линзами песчанисто-глинистых, кремнисто-глинистых, иногда оолитовых известняков и каменных углей. Свита с резким угловым несогласием залегает на ордовикско-силурийских отложениях и согласно перекрывается вышележащей бейкоринской свитой.

Наиболее полно данное подразделение изучено в пределах Беркойринской впадины [96]. Нижние части (95—115 м) свиты сложены переслаивающимися разнозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, содержащими небольшую примесь пепла, и туфогенными алевролитами. Окраска пород яркая, кирпично-красная. Гравелиты и песчаники характеризуются плохой окатанностью и сортировкой зерен, цемент гема-

титовый, иногда — кварцевый типа разрастания. Часто породы содержат редкую гальку, а местами замещаются конгломератами и грубыми гравелитами с цементом разрастания или почти без цемента. В гальке преобладают кремнистые породы, лавы и туфы кислого состава, песчаники, алевролиты, кварц и граниты. Кроме того, встречаются единичные линзы пестроцветных глинистых и оолитовых известняков.

В верхней части (270 м) состав разреза заметно меняется. Здесь преобладают пепловые туффиты и туфы, туфогенные алевролиты и песчаники, реже встречаются прослой аркозовых гравелитов и песчаников, линзовидные прослой песчанисто-глинистых и кремнисто-глинистых известняков. Местами присутствуют небольшие включения красного халцедона. Окраска пород становится серовато-лиловой, зеленовато-серой и серой.

Сходное строение свита имеет в пределах Сайгонышской группы грабенов и Моген-Буренском грабене. В последнем в низах разреза свиты по р. Орта-Кара-Суг (левый приток р. Моген-Бурен) присутствуют маломощные (10–20 см) прослой каменных углей [448]. Ее мощность в целом 350–400 м. Палеонтологический остатков в разрезах свиты не выявлено. По составу и распределению пород в разрезе эти отложения сходны с палеонтологически охарактеризованными турнейско-визейскими доугленосными отложениями Минусинской котловины, отличаясь от них лишь сокращенной мощностью [96].

Беркойринская свита представляет собой угленосную толщу, строение которой в пределах Беркойринской впадины [96] характеризуется неправильной грубой ритмичностью чередующихся конгломератов, песчаников, гравелитов, алевролитов, углистых алевролитов и сланцев. Мощности отдельных ритмов 60–80 м. Нижний элемент ритмов сложен серыми и темно-серыми конгломератами от мелкогалечных до валунных с галькой кремнистых пород, кварца, песчаников, алевролитов, сланцев, вулканитов кислого и среднего составов, катаклазированных гранитов. Вверх конгломераты через маломощные гравелиты сменяются полимиктовыми песчаниками серого и темно-серого цвета с углистым цементом, содержащими прослой углистых алевролитов и сланцев. В ритмах нижней части разреза имеются единичные пропластки (от 0,1 до 1,7 м) углей. В этой же части разреза содержится несколько слоев углистых песчаников и алевролитов с остатками флоры: *Cardiopteridium askyzensis* Z al., *Sphenopteris abakanensis* Z al., *Angarodendron obrutschevii* Z al., *Chakassopteris* sp.; пелеципод: *Anthraconaia sibirica* (Tchern.). Растительные остатки характерны для серпуховского и башкирского веков Минусинского и Кузнецкого бассейнов. Пелециподы, найденные совместно с флорой, присутствуют в разрезах башкирского века Минусинской котловины и в то же время являются руководящими для мазуровской свиты московского века Кузбасса [53, 96].

Узунтыдтугемская свита (C_{2uz}) слагает одноименный узкий грабен в зоне Ильдугемского разлома на участке водораздела рек Камтытыгем и Узунтытыгем. Представлены отложения свиты серыми, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, серыми и черными алевролитами, аргиллитами с прослоями углисто-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов. Нижний и верхний контакты свиты тектонические.

В разрезе узунтыдтугемской свиты на правобережье р. Узунтытыгем [43] в нижней части отмечена пачка (10 м) зеленовато-серых мелкогалечных конгломератов с галькой местных пород. В средней части (40–45 м) залегают черные и зеленовато-серые алевролиты и аргиллиты с маломощными (до 0,5 м) линзовидными прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников, в центральной части отмечен прослой (1,2–1,5 м) углисто-глинистого сланца. В породах присутствуют отпечатки растений и раковины пелеципод. Верхняя часть (65–70 м) разреза сложена грубопереслаивающимися зеленовато-серыми алевролитами, разнородными полимиктовыми песчаниками, гравелистами, углисто-глинистыми сланцами с отпечатками листьев и стеблей растений. Мощность свиты в пределах грабена около 200 м.

В долине р. Узунтытыгем среди отпечатков флоры определены: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Z al., *Paracalamites* sp., *Angaridium tyrganicum* Z al., *Samaropsis sieberiana* Z al., *Cardiocarpus krapivinoensis* S u c h., *Belo-nopteris* sp., *Abacanidium* sp.; а из пелеципод встречены следующие формы: *Anthraconaia verchotomskiensis* R a g., *Anthraconauta flagitiosa* R a g., *A. krochalo-ovskiensis* K c h a l., *Naiatides spirorbiger* var. *sataniana* R a g. [43]. Приведенные формы характерны для мазуровской свиты Кузбасса и датируют свиту московским веком среднего карбона.

Кызылташская свита (C_3kz) слагает серию относительно мелких разновеликих тектонических пластин в зоне Курайского разлома на участке от района оз. Чейбекколь до окрестностей с. Курай. Небольшое поле выходов свиты закартировано в верхнем течении р. Катунь в 6 км ниже устья р. Бирюкса, где последние слагают небольшой тектонический блок (Текелинский грабен) в зоне Берельского разлома [334]. Она сложена сероцветными полимиктовыми конгломератами с галькой местных пород, разнородными песчаниками, нередко углистыми алевролитами и аргиллитами с пропластками и пластами каменного угля, в средней части с маломощными пропластками и линзами бурых железняков. Ограничения свиты практически повсеместно имеют характер эпигенетического несогласия, и лишь в тектоническом блоке западнее оз. Чейбекколь Я. М. Гутакком установлено несогласное налегание (несогласие угловое) последней с базальным конгломератом в основании на породы чейбеккольской свиты фаменского возраста [85, 317].

Наиболее угленасыщенными являются разрезы в пределах Кызылташского блока восточнее с. Курай (Курайское каменноугольное месторождение). Здесь выявлено около 40 угольных пластов мощностью от 0,5 до 4,7 м при протяженности от 20 до 100 м, но только семь из них достигают мощности 1 м и более. По составу угли гумусовые, в основном блестящие и полублестящие (витреновые и ксиленовые) с прослоями матовых и полуматовых (фюзеновых) разностей (более детальная характеристика углей приведена в гл. «Полезные ископаемые»).

В породах подбиты повсеместно отмечаются массовые скопления растительных остатков (ветви, листья, семена, споры, иногда крупномерные остатки ствольных и корневых частей); особенно хорошую сохранность последняя имеет в слоях углистых алевролитов. Здесь определены: *Aneimites lopatini* (Schm.) Z al., *Paragondwanidium sibiricum* (Pet un.), *P. odontopteroides* (Z al.) S. M e y e n, *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Z al., *A. ligulatum*

Neub., *A. mongolicum* Zal., *A. tyrganicum* Zal., *Angaridium finale* Neub., *A. tenuis* Gorel., *Rufioria theodorii* (Tchirk. et Zal.) S. Meyen, *R. cf. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Cordaites lingulatus* Gorel., *Samaropsis patula* Zal., *S. auriculata* Neub., *S. cf. pumila* Such., *S. pauxilla* Zal., *S. cf. euriptera* Such., *Evenkiella schortonotensis* Gorel., *Baracaria obrutschevii* Neub., *Cordoicarpus krapivinoensis* Such., *Dicranophyllum*(?) *effusum* Chachl., *Lepeophyllum maksimovii* Gorel., *Paracalamites crassus* Gorel., *Annularia*(?) *planiflora* Radcz., *Phyllothea tomien-sis* Chachl., *Koretrophyllites* sp., *Neuropteris cf. sibiriana* Zal., *Sphenopteris bellatula* Zal., *Prynadaeopteris* sp.

Средняя подсвета (мощность 280 м) состоит из грубопереслаивающихся серых, темно-серых песчаников и алевролитов, реже конгломератов. В нижней части отмечаются пропластки (до 5 см) каменного угля, а в верхней — появляются маломощные пласты и линзы бурых железняков, обычно густо переполненных флорой. Последняя также фиксируется и по всему разрезу, но ее сохранность значительно хуже, чем в нижней подсвете. Здесь установлены: *Evenkiella* sp., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Cordaites* sp., *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Prynadaeopteris* sp.

Верхняя подсвета (мощность более 380 м) сложена грубопереслаивающимися серыми разногалечными конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. В нижней части отмечаются маломощные линзы бурых железняков с флорой: *Cordaites* sp., *Evenkiella* sp. В разрезе также имеются обрывки ствольных частей растений, не поддающихся определению.

Суммарная мощность свиты более 1000 м.

Возраст свиты, по растительным остаткам, соответствует позднему карбону (уровень алыкаевской свиты Кузбасса).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Угленосные отложения верхнего триаса (пыжинская свита) и нижней юры (аржанская и яхансоринская свиты) выполняют небольшие приразломные грабеновые структуры, которые, подобно каменноугольным, локализованы в крупных сдвиговых зонах (Кадринско-Баратальская, Курайская, Бугузунская, Телецкая и Шапшальская).

Пыжинская свита ($T_3p\text{ж}$) слагает узкую до 2 км, тектоническую линзу (Пыжинский грабен), протягивающуюся в субмеридиональном направлении по долине р. Пыжа на 13 км. Обнаженность отложений очень слабая — отдельные обнажения на склонах бортов долины Пыжи и цоколи пойменных террас. В строении свиты принимают участие озерные, озерно-болотные разнозернистые кварцевые и аркозовые песчаники с глинистым цементом, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и сланцы, пестроцветные гравелиты и конгломераты, пропластки и пласты (от 0,07 до 3,83 м) каменных углей. Песчаники и алевролиты участками сидеритизированные, местами содержат обильные конкреции, а иногда линзовидные скопления сферосидеритов. Соотношения свиты с нижележащими отложениями тектонические, верхняя граница эрозийная. Всего разрез угленосной толщи содержит 31 угольный пласт, из которых лишь пять сред-

ней мощности (1,2–3,5 м) и один мощный (3,83 м). Угольные пласты относительно выдержаны, длина отдельных из них достигает 400 м. Угли гумусовые, коксующиеся, преобладают полублестящие и полуматовые типы с небольшим участием блестящих и матовых, состоят из микрокомпонентов группы витринита (87 %) с незначительным участием фюзенита, семивитринита и миктинита, минеральные примеси составляют 10,4 %. Мощность свиты в целом 400–500 м.

Возрастное положение свиты устанавливается по растительным остаткам, содержащимся по всему разрезу угленосной толщи. Довольно продолжительный период относительно времени формирования отложений свиты существовало два мнения. Одни исследователи определяли его пермским веком [237], другие – триасовым [253] на основании немногочисленных определений флоры. В последнее время при проведении детальных геолого-геофизических исследований в пределах Пыжинского грабена [126, 166, 319] коллекции отпечатков растений были собраны более чем в 40 пунктах. Определениями установлено, что флора во всех точках однотипна и представлена: *Neocalamites cerrerei* (Zeil.) Hall, *N. carcinoides* Harris, *Annulariopsis inopinata* Zeil., *Cladophlebis uralica* Pryn., *C. crenulata* Kiritch., *C. raciborskii* Zeil., *Yuccites uralensis* Pryn., *Y. spathulatus* Pryn., *Podozamites guttiformis* (Migatch.) Stanisl., *P. distans* (Presl) Braun. Данные остатки датируют отложения свиты поздним триасом.

Аржанская свита (J_1ar) слагает три пространственно разобщенных поля в отрогах Айгулакского (Сорулукельская моноклираль), Курайского (Аржанский грабен) хребтов и хребта Чихачева (Янтаусский блок). Свита представлена толщей озерных и озерно-болотных терригенных отложений пестрого гранулометрического состава – от валунных конгломератов до углистых аргиллитов, пластов и пропластков каменного угля, линз сидеритов. Состав обломочной фракции конгломератов и песчаников полимиктовый, в значительной мере определяется ближайшими к выходам юры отложениями доюрского цоколя. Окраска пород серая, грязно-серая, темно-серая до черной, изредка отмечаются красные тона, являющиеся вторичными (это горельники над пластами углей). Соотношения с подстилающими отложениями повсеместно имеют характер эпигенетического несогласия, верхняя граница – эрозионная. Возраст свиты основан на определениях растительных остатков и спор из более чем 42 местонахождений на всех участках ее развития. Флористический комплекс представлен: *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer., *Cz.* ex gr. *setacea* Heer., *Equisetites beanii* (Bunb.), *E. lateralus* Phill., *E. aff. turgaicus* (Vlad.) Kiritch., *Neocalamites* sp., *Cladophlebis* cf. *williamsonii* (Brongn.), *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimper, *Sphenobaiera* sp. Из семян определены: *Carpolithes cinctus* Nath., *C. heeri* Tur.-Ket. Споровые комплексы получены только из отложений Аржанского грабена и представлены видами: *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Coniopteris* sp., *Aletes limbatus* Iljina, *Dipterella obatinoides* Mal., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., *Pseudoricea variabiliformis* (Mal.) Bolch., *Coniferales* sp. Единичные споры рода *Ginkgocycadophytus* sp. определены из отложений Янтаусского блока [86]. Данные растительные остатки свидетельствуют о раннеюрском возрасте отложений.

Яхансоринская свита (*Jjah*) развита в среднем течении р. Чульча в районе впадения в последнюю р. Яхансору (Яхансоринская впадина) и на левобережье р. Каргы восточнее оз. Джулукуль (Каргинский грабен). Свита представлена толщей темноокрашенных серых, буровато-серых до черных, редко лиловых, часто переслаивающихся конгломератов, гравелистов, песчаников и в подчиненном количестве алевролитов, глинистых, углисто-глинистых и углистых сланцев, редко бурых углей. В Каргинском грабене среди алевролитов в верховьях р. Каргы отмечено два маломощных (5–20 см) прослоя бурых улей [43]. Суммарная мощность этих отложений 600–700 м. На разных уровнях разреза песчаники, алевролиты и сланцы содержат отпечатки стволов деревьев, стеблей трав, членики хвощей, семена. В Яхансоринской впадине определены следующие формы: *Equisetites ferganensis* Sew., *Equisetites* sp., *Phoenicopsis*(?) sp., *Czekanowskia rigida* Heer., *Podozamites angustifolius* Heer., *Carpolithes* cf. *cinctus* Heer., *Pityophillum* ex gr. *nordenskioldii* Heer., *Pityospermum* cf. *cedriformis* Brück. [130], характерные для ранней юры.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел, сантонский ярус (K_{2st}). Морские терригенные отложения верхнего мела обнаружены в обрыве левого склона долины р. Кызылчин в сухом сае в 250 м выше устья р. Корумкешу на высоте 1810 м (Зыкин и др., 1999). Тектонический клин, сложенный зеленовато-серыми, желтоватыми, коричневатými глинистыми алевролитами плотными, с раковистым изломом, залегает среди девонских отложений и несогласно, с корой выветривания в основании перекрывается палеогеновой карачумской свитой. В алевролитах наблюдается тонкая неясная линзовидно-параллельная слоистость (аз. пад. 215°, угол 75°), изредка встречаются темно-коричневые конкреции лимонитизированного сидерита до 0,8 м в поперечнике. Видимая мощность 40 м. В этих отложениях собраны богатые органические остатки, в том числе фораминиферы бореальных бассейнов Западной Сибири и Америки, например, подвид *Pseudoclavulina hastata admota* (встреченная только в пределах Западной Сибири в сантон-маастрихтских отложениях). Диноцисты представлены хоратными видами, характерными для сантона северных и западных районов Сибири. Встречены радиолярии, спикулы губок, гастроподы, двустворки, отражающие нормально-морские условия осадконакопления. Редки пыльца, детрит и споры наземных растений, пресноводные водоросли. В.С. Зыкин с соавторами (1999) предполагает отложение рассматриваемых тонкообломочных осадков сантонского возраста в эпиконтинентальном бассейне, обрамленном низкой сушей, в связи с максимальной позднесантонской трансгрессией. При глубине морского бассейна до 260 м граница Алтайского горного сооружения прерпела послемеловое латеральное перемещение к северо-западу на расстояние до 500 км.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ЭОЦЕН

Коры выветривания позднемелового—эоценового возраста имели широкое площадное развитие на всей территории Горного Алтая. К настоящему времени в среднегорье и высокогорье они практически полностью уничтожены и сохранились лишь отдельными небольшими маломощными (от первых метров до 35 м) фрагментами на выровненных водоразделах плато Укок, северных склонах Айгулакского хребта (водоразделы Есконго—Челинташ и Есконго—Каракудюр), по периферии и центральных (под палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями) частях Чуйской и Курайской котловин и в других местах [25, 93, 284]. Наиболее полно площадной характер кор выветривания сохранился в северной предгорно-низкогорной части Горного Алтая, где они вскрыты скважинами под олигоцен-четвертичными отложениями.

Профиль коры выветривания, как правило, неполный. От размыва повсеместно сохранилась лишь нижняя зона дезинтеграции — структурный элювий глинисто-щебнисто-дресвянистого состава преимущественно красноцветного облика, связанный с материнскими породами постепенными переходами. Глины этой зоны имеют гидрослюдистый или монтмориллонит-гидрослюдистый состав с примесью термически инертных минералов и иногда каолинита, а в структурном элювии по интрузивным породам глины нонtronитовые. Содержания свободного глинозема в этой зоне не превышают 0,4—0,8 %. Зона дезинтеграции вверх по разрезу постепенно сменяется пятнисто-полосчатыми пестроцветными каолиновыми и каолинит-гидрослюдистыми глинами белого, желто- и розово-белого, голубого цвета, лишь частично сохранившимися от размыва.

На водоразделе Есконго—Каракудюр (абсолютная высота 1960 м) средняя зона коры выветривания видимой мощностью до 7 м представлена пятнисто-полосчатыми глинами желтого, бурого, красного, черного и шоколадного цвета с постепенными переходами, с обломками материнских пород, количество которых вверх по разрезу уменьшается, а их выветрелость увеличивается. Эти глины по составу гидромусковит-каолинит-гидрогетитовые с примесью смешаннослойных гидрослюдь-монтмориллонита, вероятно, гематита и большим количеством кварца. Они отличаются повышенными содержаниями (%) SiO_2 — 68,02, Fe_2O_3 — 11,57, MnO — 0,59 и пониженными — Al_2O_3 — 11,25, CaO — 0,85, Na_2O — 0,08, K_2O — 1,26. В них отмечается накопление следующих элементов (%): Cu — 0,005, Zn — 0,01, Co — 0,004, Ni — 0,005, Mn — 0,3, As — 0,006, V — 0,02, Hg — 0,00027; золото (0,005 г/т). На выровненном водоразделе Есконго-Челинташ (абсолютные высоты 2130—2170 м) средняя зона коры выветривания видимой мощностью более 10 м представлена плотными вязкими пластичными глинами светло-желтого, желтого, желто-бурого, бурого и буровато-красного цвета с большим количеством осветленных кремнистых обломков. Эти глины здесь имеют гидрогетит-каолинит-гидрослюдистый состав с большим количеством кварца. В них также отмечаются повышенные содержания (%) SiO_2 — 77,04,

Fe_2O_3 — 6,13, пониженные — Al_2O_3 — 8,06, CaO — 0,21, Na_2O — 0,1, K_2O — 0,71, и слабое накопление следующих элементов (%): Cu — 0,004, Zn — 0,005, Co — 0,005, Ni — 0,003, Mn — 0,15, V — 0,015; золото (0,006 г/т).

Верхняя зона площадных кор выветривания, по-видимому, имела латеритный характер, на что указывают многочисленные обломки бурых железняков с повышенными (2,65 %) содержаниями свободного глинозема, обнаруженные в составе склоновых и аллювиальных отложений в долинах северной низкогорной части Алтая [264], но она повсеместно уничтожена. Каолинит-гидрослоистые глины средней зоны коры выветривания и в низкогорье, и в высокогорье отличаются повышенными содержаниями Al_2O_3 (до 24,58 %), Fe_2O_3 (11,57–22,11 %), золота (0,005–0,05 г/т) и резко пониженными — SiO_2 (29,93–46,08 %), CaO (0,21–0,85 %). Содержания свободного глинозема в нижней части этой зоны, сохранившейся от размыва, составляют 1,2–1,6 %.

Линейные коры выветривания приурочены к тектоническим нарушениям, зонам дробления и расщепления, контактам пород разного литологического состава. Они представлены двумя типами: инфильтрационными и остаточными. В остаточных корках от размыва сохранился, как правило, лишь красноцветный структурный элювий зоны дезинтеграции мощностью от первых метров до 100 м. Изменения материнских пород выражены сильной трещиноватостью, осветлением, глинизацией и ожелезнением. Инфильтрационные коры выветривания сохранились в низкогорье Северо-Восточного Алтая в полях развития кремнисто-терригенных пород (хр. Сугул, гора Колбашка, бассейн р. Улалушка) и представлены гипергенными кварцитами, кварцитовыми брекчиями, сцементированными гидроксидами марганца и железа [264]. Гипергенные кварциты имеют форму удлиненных прерывистых линзовидных тел, часто с раздувами и пережимами. Длина их 100–1500 м и более, мощность от первых метров до 200 м. Устанавливается уменьшение мощности тел по падению и постепенный переход в материнские породы. Кварциты от белого до темно-серого цвета, иногда с буроватыми, красноватыми и зеленоватыми оттенками. Они имеют массивную, полосчатую (унаследованную от первичной слоистости), катакластическую и пятнистую текстуры, микрогранобластовую структуру, состоят из изометричных зерен кварца размером 0,005–0,05 мм с зазубренными краями. Изредка отмечаются гнезда халцедона и опала. В значительных количествах присутствуют серицит, хлорит, гидробиотит, углистый материал, лимонит, гематит, реликты материнских пород. В гипергенных кварцитах наблюдаются изменения окраски от светлых тонов в верхах тел до темных в низах; увеличение углистого вещества сверху вниз; появление реликтов исходных пород в средних частях тел, увеличение их количества к низам и постепенный переход в материнские породы. С рядом тел этих кварцитов связаны проявления марганца [264].

Возраст кор выветривания Горного Алтая определяется поздним мелом—эоценом [8, 93, 192].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПАЛЕОЦЕН– ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Межгорные впадины

В таком объеме на карте показаны в нерасчлененном виде (P_1-Q_E) континентальные полигенетические и полифациальные (озерные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, аллювиальные и пролювиальные) отложения карачумской, талдыдюргунской, красногорской, кошагачской, туерыкской, кызылгирской и бекенской свит, широко развитых в межгорных котловинах (Чуйской, Курайской, Джулукульской, Тархатинской, Самахинской, Бертекской) и небольших западинах палеорельефа – в долинах рек Теустан, Кускуннур, Каргы, у Карагемского перевала и других местах в юго-восточной части Горного Алтая и Западной Тувы на абсолютных высотах от 1000 до 2800 м. Они большей частью перекрыты четвертичными образованиями и установлены по скважинам и геофизическим данным [25, 93, 157, 211], на дневную поверхность выходят лишь небольшими фрагментами и узкими полосами в эрозионных бортах долин, по окраинам котловин у подножий неотектонических уступов хребтов, где в разной мере дислоцированы [93], а также на древних выровненных водоразделах в бассейнах рек Чаган-Узун и Кызылшин. Максимальная мощность этих объединенных отложений, установленная по геофизическим данным в Чуйской котловине, составляет не менее 1000 м, скв. 11 в этой же впадине они вскрыты до глубины 671 м [157, 221].

Карачумская свита установлена в Чуйской, Курайской и Тархатинской котловинах [93, 211]; представляет собой пролювиальные отложения, которые со структурным несогласием залегают на выветрелых породах палеозоя в основании кайнозойского разреза. В стратотипическом обнажении по р. Кызылчин свита, по данным [25, 93, 109, 210, 274], сложена переслаивающимися белыми, бело-розовыми, светло-серыми, малиновыми, бурыми и красными каолинит-гидрослюдистыми или монтмориллонит-каолинитовыми пятнисто-полосчатыми глинами, алевролитами, аргиллитами и алевролитами с горизонтом ископаемых окремненных субтропических почв, прослоями и линзами кварцевых песков и кварц-кварцитовых галечников, содержащих караваеподобные стяжения лимонитизированного сидерита. Отложения плохо сортированы, основная роль принадлежит алевролитам и глинам, повсюду есть примесь песка и гравия. В алевролитовой фракции выход тяжелых минералов 12 %. Главная роль принадлежит рудным (80–99 %), характерно значительное устойчивое содержание циркона (до 20 %) и незначительное количество пироксенов, роговой обманки и минералов группы эпидота [93]. В стяжениях сидерита отмечаются повышенные содержания (%) Pb – 0,005, Zn – 0,1, Co – 0,006. Содержания золота в отложениях этой свиты составляют 0,002–0,004 г/т. Мощность свиты до 30 м.

В разрезах карачумской свиты выявлена пыльца плохой сохранности следующего состава: *Ginkgo cf. typica* Mal. (Bolch.), *Sciadopitys cf. verticillatiformis* Sauer., *Cupressaceae* (*Cupressus* sp., *Chamaecyparis Schuzkii* Bolch.), *Mono-*

colpopollenites tranquillus (R. Pot.) Pf. (cf. *Phoenix*), *Dryophyllum* sp., *Tricolpopollenites spinosus* R. Pot. (cf. *Lauraceae*), cf. *Spiraea Thunbergii* Sieb., *Tripolina globosa* Chl., *Tricolporopollenites* cf. *pseudocingulum* R. Pot. (cf. *Rhus*) [109]. По этому комплексу и положению в разрезе она датируется палеоценом.

Талдудюргунская свита установлена по скважинам и обнажениям на Талдудюргунском буроугольном месторождении, где с размывом залегает на карачумской свите или породах палеозоя. Представляет собой озерные отложения, которые состоят из переслаивающихся зеленых, зеленовато-серых и светло-серых глин и алевритов с тонкими прослойками кварцевых песков и горизонтом галечника в основании [25, 109, 210]. По данным [109], породам свиты свойственно наличие углефицированного растительного детрита, тонкая вкрапленность аутигенных землистых колчеданов, оказывающих влияние на преобразование пород свиты в зоне эпигенеза. Окисление колчеданов вызывает процессы ярозитизации, лимонитизации и каолинизации. Мощность свиты до 44 м.

Из слоя зеленовато-серых глин с обуглившимся растительным детритом в средней части разреза выявлены споры и пыльца: *Gleichenia* cf. *angulata* Naum., *Polypodiaceae*, *Laevigatosporites discordatus* Pf. (? *Polypodiaceae*), *Podocarpus* sp., *Pinus strobiformis* Zakl., *Sequoia* sp., *Sciadopitys verticillatiformis* Sauer., *Comptonia podograria* Gladk., cf. *Alnus* sp., *Nothofagus* sp., *Sabal* cf. *palmetti* L. et Sch., *Dipterocarpus* sp., *Monocolpopollenites tranquillus* (R. Pot.) Pf. (cf. *Phoenix*), что позволяет датировать талдудюргунскую свиту эоценом [109].

Красногорская свита выделена на Талдудюргунском буроугольном месторождении и по правобережью р. Чаган-Узун в нижнем течении (Талдудюргунская мульда), где вверх по разрезу постепенно замещает образования талдудюргунской свиты, а в прибортовых частях мульды трансгрессивно налегает на палеозойские породы. Свита сложена аллювиально-озерными отложениями — переслаивающиеся коричневые, зеленовато-серые, коричневатозеленые и зеленовато-коричневые глины, алевриты, алевритистые глины и песчанистые алевриты с прослоями полимиктовых песков и галечников, с линзочками песчаников на сидеритовом цементе и караваеподобными черно-коричневыми конкрециями сидерита [25, 109, 210]. В разрезе красногорской свиты выделяются две магнитозоны: зона обратной полярности в самой нижней части и более крупная зона прямой полярности, охватывающая всю остальную часть разреза [117]. Мощность красногорской свиты до 60 м.

Из темно-серых, почти черных глин в кровле разреза свиты выделен спорово-пыльцевой спектр: *Dryopteris* sp., *Laevigatosporites pseudomaximum* Pf. et Th. (cf. *Lygodium* sp.), *Leiotriletes microadriensis* Kr., *Podocarpites gigantea* Zakl., *Podocarpus sellowiformis* Zakl., *Pinus* aff. *strobilus* L., *Pinus protocembra* Zakl., *Picea* sect. *Omorica*, *Picea* sect. *Eupicea*, *Tsuga torulosa* Zakl., *Tsuga* aff. *diversifolia* (Maxim.) Mast., *Cedrus pusilla* Sauer., *Cedrus* aff. *deodara* Loud., *Cupressus* sp., *Tetradopollenites* cf. *ericus* R. Pot. (*Ericaceae*), *Myrica* sp., *Myrica pseudogranulata* Gl., *Triatripollenites bituitus* R. Pot. (cf. *Myricaceae*), *Quercus sparsa* Mart., *Dryophyllum* sp., *Castanopsis* sp., *Castanea* cf. *fusus* (R. Pot.) Boitz., *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *oviformis* (R. Pot.) Th. et Pf., *Fother-*

gilla gracilis L u b m., *Phoenix* sp., *Pandanus* sp., *Lonicera* sp., *Diervilla* sp., позволяющий датировать ее поздним эоценом—ранним олигоценом [109].

Кошагачская свита широко распространена в Чуйской, Курайской, Джулукульской, Тархатинской, Бертекской и Самахинской котловинах [93, 211], участками по периферии Чуйской и Самахинской впадин, а также в долинах рек Каргы, Теустан, Кускуннур, Аргамджи, Канас, Аккем и у Карагемского перевала узкими полосами выходит на дневную поверхность [93, 232], где с размывом залегает на отложениях красногорской свиты или породах палеозоя.

Отложения свиты представлены озерными, озерно-болотными, аллювиально-озерными и аллювиальными образованиями, состоящими из переслаивающихся серых, зеленовато-серых глин и алевроитов, полимиктовых песков, черных углистых глин и прослоев бурых углей, в том числе промышленных, к которым приурочены Талдудюргунское, Чаганузунское, Аржанское, Кошагачское буроугольные месторождения и ряд проявлений [93, 157, 229, 232]. На Талдудюргунском месторождении выявлены три промышленных угольных пласта, самым крупным из которых является пласт № 2 мощностью от 1,55 до 16,5 м, а самые распространенные значения мощности, установленные по скважинам, составляют 11–12 м. На Чаганузунском месторождении установлено семь пластов угля мощностью от 0,75 до 5,55 м, на Кошагачском месторождении – свыше 20 угольных пластов мощностью от 0,5 до 2,2 м, а на Аржанском – три наиболее мощных (до 5,6 м) угольных пласта.

Содержания гуминовой кислоты в бурых углях кошагачской свиты изменяются от 33,7 до 54,38 % при среднем значении 43 %, что свидетельствует о сильной закисленности углей свиты, относящихся к типу химически молодых. Каких-либо закономерных изменений в содержании этих кислот от глубины залегания не наблюдается. Бурые угли имеют повышенные (в 2–70 раз) по сравнению с кларком содержания (%) Ni – 0,003–0,02, Mo – 0,0002–0,0006, Zn – 0,003–0,04, V – 0,002–0,03, Cu – 0,003–0,03, Zr – 0,001–0,03, Cr – 0,001–0,01, Ba – 0,02–0,5, Mn – 0,1–0,3, а такие токсичные элементы как S – 5 %, Be – 0,0001–0,0003 %, Pb – 0,0002–0,003 %, As, Hg, F находятся в пределах либо гораздо ниже ПДК, установленных для углей.

По содержанию гуминовых кислот и микроэлементов бурые угли кошагачской свиты могут использоваться в сельском хозяйстве в качестве органоминеральных удобрений [224]. В глинах и алевроитах содержатся сидеритовые конкреции, обломки лигнитизированной древесины, а в бурых углях – стяжения гипса (гипсовые розы) диаметром до 15–20 см. Насыщенная вкрапленность землистых колчеданов обеспечивает при окислении процессы лимонитизации, ярозитизации, каолинизации и осульфачивания [109]. В составе свиты по речкам Аккая и Талду-Дюргун и на Чаганузунском месторождении наблюдаются пласты «горельников» – обожженные глины кирпично-красного цвета с отпечатками листовой флоры и раковин моллюсков. В прибортовых частях котловин в отложениях свиты наблюдается значительная примесь галечно-гравийного материала. В верхней безугольной части разреза появляются прослои и линзы мергелей, и коша-

гачская свита постепенно замещается озерными образованиями туерыкской свиты. В верховье р. Тыдтуярык по палеомагнитным данным в разрезе кошагачской свиты выделяются три крупные магнитозоны обратной полярности и три зоны прямой полярности более низкого ранга [117]. Мощность свиты до 300 м.

Возраст кошагачской свиты характеризуют определения листовой флоры, спор и пыльцы, широко известные из литературных источников [23, 25, 93, 210]. Из нижней части разреза кошагачской свиты на правобережье р. Чаган-Узун выделены споры и пыльца: *Sphagnum* sp., *Polypodiaceae*, *Osmundaceae*, *Osmunda* aff. *regalis* L., *Podocarpus*, *Tsuga* aff. *canadensis* (L.) Carr., *Tsuga* aff. *diversifolia* (Maxim.) Mast., *Picea* sect. *Omorica*, *Picea alata* Zakl., *Picea* sect. *Eupicea*, *Pinus* sp., *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Larix* sp., *Cedrus deodariformis* Sauer., *Abies* sp., *Pseudotsuga* sp., *Taxodiaceae*, *Taxodium* sp., *Glyptostrobus* sp., *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*, *Ephedra fusiformis* Shakhm., *Myruca* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Trapa* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Menispermum* aff. *dahuricum* D. C., *Magnolia* aff. *grandiflora* L., cf. *Rhus* sp. (*Tricolporopollenites dolium* R. Pot.), *Rhus* sp., *Acer* sp., *Tilia* sp., *Myrtus* sp., *Aralia* aff. *manshurica* Rupr. et Maxim., *Ericaceae*, *Gramineae*, *Phragmites* sp., *Sparganiaceae*, *Chenopodiaceae*, *Pandanus* sp., *Leguminosae*, *Angiospermae* [109].

Из средней и верхней частей разреза свиты, вскрытого угольными карьерами по р. Талдудюргун, определены споры и пыльца: *Polypodiaceae*, *Onoclea* sp., *Podocarpus* sp., *Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Cedrus* sp., *Cedrus deodariformis* Sauer., *Tsuga* aff. *diversifolia* (Maxim.) Mast., *Tsuga* cf. *canadensis* (L.) Carr., *Taxodiaceae*, *Taxodium* sp., *Glyptostrobus* sp., *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*, *Salix* sp., *Myrica* sp., *Myricaceae* — *Betulaceae*, *Comptonia* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Ostrya* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Menispermum* aff. *dahuricum* D. C., *Rhus* sp., *Tilia* sp. [109].

Скважина 340, пробуренная в 1991 г. в долине р. Кызылчин в 0,5 км ниже устья р. Аккая, вскрыла угленосные отложения кошагачской свиты в интервале 90,5–150 м [420], из которых, по сборам Г. Г. Русанова, выделены ископаемые семена: *Dulichium* sp., *Magnolia* sp., *Hartziella miocenica* Szafer., *Hartziella* sp., *Scirpus* sp., *Cyperaceae* gen. indet., *Morus tertiaria* Dorof., *Decodon gibbosus* E. M. Reid., *Decodon globosus* E. M. Reid., *Diclidocarya angustata* Nikit., *Diclidocarya menzelii* E. M. Reid. (определения Е. А. Пономаревой); споры: *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Osmunda*, *Gleichenia*, *Lycopodium*; пыльца голосеменных — *Abies*, *Picea* sp., *Picea* sect. *Excelsa*, *Picea* cf. *obovata* L., *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* cf. *protocembra*, *Pinus* cf. *sibirica*, *Pinus* cf. *silvestris* L., *Pinus* sp., *Ginkgo*, *Glyptostrobus*, *Podocarpus*, *Taxodium*, *Cedrus*, *Tsuga crispa* Zakl., *Tsuga diversifolia* (Max.) Mast., *Tsuga torulosa* Zakl., *Larix* sp.; пыльца покрытосеменных — *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Juglans*, *Comptonia*, *Ulmus*, *Celtis*, *Zelkova*, *Ericaceae*, *Elaeagnus*, *Tilia*, *Sparganium*, *Cyperaceae*, *Rubiaceae*, *Sterculiaceae*, *Carpinus*, *Quercus sibirica* Pan., *Quercus* sp., *Carya*, *Platycarya*, *Tricolporopollenites*, *Pterocarya*, *Eleagnaceae*, *Salix*, *Typha*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Fagus*, *Fagus miocenica*, *Liliaceae*, *Gramineae*, *Myrica*, *Acer*, *Lonicera*, *Ephedra*, *Diervilla*, *Polygonum* aff. *persicaria*. (определения А. С. Тресвятской).

Дополнительно можно привести неопубликованные палеокарпологические определения, полученные из верхней части разреза этой свиты, вскрытой в Чуйской котловине в 1989 г. скв. 11 в интервале 633–671 м [317]. Из керна этой скважины (сборы Г. Г. Русанова) выделены: в интервале 633–641 м – раннемиоценовые семена водно-болотных растений: *Potamogeton asiaticus* A. Benn., *P. carinatus* V. Nikit., *P. malainus* Mig., *Potamogeton* sp., *Butomus umbellatus* L., *Carex* ex gr. B, *Scirpus lacuntani* Nikit., *Sc. wichurae* Vaskl., *Cyperaceae* gen. indet. (определения Е. А. Пономаревой); в интервале 633–670 м – олигоцен-миоценовые споры и пыльца: *Podocarpus* sp., *Picea* sect. *Excelsa*, *Pinus* s/g *Haploxyton*, *Pinus* s/g *Diploxyton*, *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Pinus silvestris* L., *Pinus* sp., *Pinaceae* gen., *Cedrus* sp., *Tsuga canadensis*, *Tsuga* sp., *Abies sibirica* L., *Ephedra* sp., *Betula* sp., *Tilia* sp., *Juglans* sp., *Alisma* sp., *Gramineae*, *Chenopodiaceae* gen., *Caryophyllaceae* gen., *Polygonaceae* gen. (определения А. С. Тресвятской). Возраст свиты с учетом ее положения в разрезе определяется как олигоцен–ранний миоцен.

Туерыкская свита представлена озерными желтоватыми, серыми, зеленовато-, голубовато- и светло-серыми переслаивающимися плотными известковистыми и мергелистыми тонкослоистыми и массивными глинами, алевролитами, алевролитистыми глинами, глинистыми тонкозернистыми песками, прослоями белых, желтоватых и голубоватых крепких мергелей. В нижней части туерыкских глин встречаются стяжения сидерита диаметром до 10 см с повышенными содержаниями (%) Zn – 0,01, Co – 0,004, Ni – 0,008, Mn – 0,5; золота – 0,004 г/т. По разрезу свиты рассеяны мелкий обугленный растительный детрит, обрывки и отпечатки растений, семена, кости и чешуя рыб, раковины моллюсков и остракод. В прибортовых частях котловин в состав свиты входит значительное количество гальки, гравия и грубозернистого песка. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала возрастает и происходит постепенный переход в осадки бекенской свиты.

По палеомагнитным данным, в разрезе свиты преобладает прямая полярность, мелкие субзоны обратной полярности установлены только в верхней и нижней частях разреза [117]. Максимальная мощность туерыкской свиты (494 м) установлена по скв. 11 в Чуйской котловине, где она вскрыта в интервале 139–633 м [221, 317].

Из отложений туерыкской свиты, вскрытых скв. 11 в интервалах 515–525, 557–561, 572–574 и 582–586 м, определена фауна моллюсков: *Valvata (Sibirovalvata) sp.*, *Odhneripisidium* sp., *Armiger* sp., *Lymnaeidae* [221]. В Курайской и Чуйской котловинах отложения свиты содержат богатейшую фауну остракод: *Ilyocypris manasensis* Mand., *Il. manasensis* var. *cornae* Mand., *Il. errabundis* Mand., *Cyclocypris regularis* Schn., *C. longuaris* Mand., *Cyprinotus arasensis* Bod., *C. baturini* Schn., *C. vialovi* Schn., *C. beliaevskiyi* Mand., *Eucypris numulis* Schn., *Eu. ignis* Mand., *Eu. longa* Mand., *Eu. koktalensis* Bod., *Eu. concinna* Bod., *Potamocypris longisetosa* Br., *Candona kirgizica* Mand., *C. welneri* Hartw., *C. neglecta* S., *C. aff. praelustris* Bod., *C. aff. fabaeformis* F., *C. abichi* Liv., *Candona sp. 1*, *Kassinina beliaevskiyi* Mand., *K. kassini* Mand., *Limnocythere iliensis* Bod., *L. limbosa* Bod., *L. longuaris* Bod., *L. loculenta* Liv., *L. tuberculata*, *Cytherissa lacustris* Schw., *C. hyalina*, *C. bogatschovi* Liv., *Candoniella kasachstanica*, *Cypridopsis biplanata* Schn. [221, 258, 317].

В Чуйской котловине в разрезах свиты, вскрытых скважинами 10 и 11 в интервале 140,5–586 м, определены семена: *Potamogeton carinatus* V. Nikit., *P. pectinatus* L., *P. decipiens* V. Nikit., *P. cf. laceratus* V. Nikit., *P. malainus* Mig., *P. perfoliatus* L., *P. densus* L., *P. lucens* L., *P. erosus* Nikit., *P. cf. praepectinatus* Negru., *Potamogeton* sp., *Hippuris vulgaris* L., *Alisma* sp., *Carex* ex gr. B, *Carex* sp., *Ranunculus* cf. *sceleratoides* Nikit., *Ranunculus* sp., *Potentilla* sp., *Batrachium* sp., *Aralia* sp., *Caldesia proventitia* Nikit., *Sagisma turgida* Nikit., *Carpinocarpus longiatylus* Nikit., *Chenopodium* sp., *Dulichium* sp., *Thalictrum minus* L., *Chara* sp. [317]. По палеонтологическим остаткам возраст туерыкской свиты определяется средним миоценом—средним плиоценом, хотя не исключена вероятность, что ее формирование началось еще в кошагачское время, на что указывают фациальные соотношения с кошагачской свитой, фауна моллюсков и остракод [23, 26, 210, 221, 258].

Кызылгирская свита развита по периферии Чуйской и Курайской котловин в интервале абсолютных высот 1500–2230 м, представляет собой прибрежно-дельтовый фациальный аналог туерыкской свиты, сложена бурыми и желто-серыми грубослоистыми галечниками и гравийниками, известковистыми конгломератами и песчаниками, содержащими в большом количестве раковины разнообразных пресноводных моллюсков, прослой оолитовых и строматолитовых известняков, ракушняков. Отложения свиты трансгрессивно залегают на породах палеозоя. По северо-западной окраине Чуйской котловины выступы фундамента бронируются кызылгирскими строматолитовыми постройками мощностью от 0,5 до 4 м. В районе Красной Горки выделяются два типа разрезов свиты. В первом (приуроченном к наиболее пониженным участкам палеорельефа) преобладают грубые делювиально-пролювиальные щебнисто-галечные осадки с подчиненными прослоями песков. Во втором — прибрежно-озерные песчаные отложения с маломощными прослоями строматолитов, сменяющиеся вверх по разрезу туерыкскими глинами [25]. Цемент конгломератов и песчаников кызылгирской свиты — существенно карбонатный (65 %), песчано-алевритовая фракция составляет 21,28 %, а глинистая — 13,72 %. В нем доминирует кальцит, в значительно меньшей степени присутствует доломит-анкерит; отмечается незначительная примесь кварца, хлорита и гидромусковита. Характерны низкие содержания микроэлементов (%): SiO₂ — 26,05, TiO₂ — 0,25, Al₂O₃ — 5,55, Fe₂O₃ — 1,73, FeO — 0,46, и высокие значения CaO — 33,03 и ппп — 28,36. В шлифах обнаружены мелкие стяжения синезеленых водорослей [222]. В оолитовых и строматолитовых известняках наблюдаются повышенные содержания ртути (0,00026–0,00031 %) и золота (0,008–0,02 г/т). Мощность свиты от первых метров до 70 м.

Отложения кызылгирской свиты содержат значительное количество разнообразной и во многом эндемичной фауны моллюсков [26, 93, 194, 199, 221]. На правобережье р. Тыдтуярык в нижнем течении из кызылгирских образований И. И. Тетерина выделила ту же фауну остракод, что и в туерыкской свите: *Ptyocypris manasensis* Mand., *Il. errabundis* Mand., *Cyprinotus baturini* Schn., *C. arasensis* Bod., *Eucypris concinna*, *Eu. numulus* Schn., *Candona* sp. 1, *C. neglecta* S., *C. aff. fabaeformis* F., *Limnocythere limbosa* Bod., *L. loculenta* Liv., а из обнажения в районе Красной Горки — остракоды, принадлежащие к родам *Turkmenella*, *Lineocypris*, *Advenocypris*. Фауна моллюс-

ков и остракод, а также фациальные соотношения с бекенской свитой определяют возраст кызылгирской свиты нижним—средним плиоценом.

Бекенская свита в Чуйской и Курайской котловинах по обнажениям и скважинам представлена переслаиванием мелкогалечниковых конгломератов и песчаников на известковистом и глинисто-известковистом цементе, галечников, гравийников, песков, алевроитов и глин. Снизу вверх по разрезу возрастает мощность и частота встречаемости грубообломочных прослоев. Цвет отложений также изменяется снизу вверх от светло- и голубовато-серого, характерного для туерыкских образований, до желтовато-серого, буро-желтого и серо-бурого. Некоторые прослои глин загипсованы. Основная масса гипса, вероятно, сингенетична отложениям, так как он слагает выдержанные прослойки шестоватого строения мощностью до 1 см, или вместе с тонкозернистым кальцитом пропитывает глинистую массу [151]. Кровля свиты размыта и перекрыта толщей четвертичных осадков, мощность изменяется от 8 до 150 м.

В обнажениях свиты по рекам Чаган и Кызылчин получено несколько термолюминесцентных датировок в интервале от 910 ± 100 тыс. лет (МГУ-КТЛ-105) до более 1,5 млн лет (МГУ-КТЛ-6) [199]. В этих разрезах отложения бекенской свиты обратно намагничены, за исключением двух интервалов с нормальной полярностью, что позволило условно сопоставить свиту по палеомагнитной шкале с эпохой Матуяма и ее двумя эпизодами — Харамильо и Гилса [199].

Отложения бекенской свиты содержат фауну моллюсков и остракод, харовые водоросли, остатки семян, спор и пыльцы [93, 194, 199]. Из разреза свиты, вскрытого скв. 10 в Чуйской котловине, выявлены единичные остракоды, широко распространенные в плиоцен-четвертичное время: *Candona sarsi* Hartw., *Cytherissa lacustris* S., *Limnocythere* sp., *Ilyocypris bradyi* S. [317]. Из обнажения свиты в левом борту долины р. Тьдтуярык определены плиоценовые остракоды: *Pontocypris princeps*, *P. elongatissima*, *P. aff. firmis* Mand. et Lubim., *Eucypris aculata* Mand., *Eu. variegata* Schn., *Eu. obcoleta* Mand., *Limnocythere* sp. [317]. В разрезе по р. Кызылчин породы свиты содержат остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Il. kalkanensis* Bod., *Cyprinotus aransensis* Bod., *C. baturini* Schn., *C. vialovi* Schn., *C. aff. koktalensis* Bod., *Cyprinotus* sp., *Limnocythere seducta* Mand., *L. limbosa* Bod., *Limnocythere* sp. indet., *Candona praelustris* Bod., *Candona* ex gr. *neglecta*, *Eucypris* sp. [317].

В разрезах свиты, вскрытых скважинами 10 и 11, в интервале 116,2–166,8 м выделена семенная флора: *Pinaceae* gen. indet., *Chara* sp., *Hippuris vulgaris* L., *Potamogeton friesii* Rupr., *P. perfoliatus* L., *P. vaginatus* Turcz., *P. alpinus* Balb., *P. praelongus* Wulf., *P. filiformis* Pers., *P. pusillus* L., *P. palaealpinus* V. Nikit., *P. decipiens* V. Nikit., *P. corinatus* V. Nikit., *P. acutifolius* Link., *Potamogeton* sp., *Ruppia* sp., *Moraceae* gen. indet., cf. *Bochmeria* sp., *Carex* ex gr. B, *Scirpus lacustris* L., *Nitella* sp., *Fragaria* sp., *Potentilla repens* L., *Potentilla* sp., *Batrachium* sp., *Atriplex* sp., напоминающая раннекочковский комплекс ископаемых семян и плодов из барнаульских песков кочковского горизонта в южной части Западно-Сибирской равнины [317]. По положению в разрезе, органическим остаткам и термолюминесцентным датировкам возраст

бекенской свиты определяется поздним плиоценом—первой половиной эоплейстоцена.

В целом образования туерыкской, кызылгирской и бекенской свит, являясь фациально разнородными, представляют собой формационно единый комплекс отложений, где, наряду с формированием прибрежно-дельтовых кызылгирских отложений в краевых частях Чуйского и Курайского палеозер, одновременно происходило накопление озерных туерыкских отложений в центральных частях последних в течение всего времени их трансгрессивного развития. На регрессивной стадии по мере сокращения водоемов происходило фациальное замещение кызылгирских и туерыкских отложений озерно-аллювиальными, аллювиальными и лагунными образованиями бекенской свиты [25, 26, 108, 210, 221, 317].

В Западной Туве на площади листа М-45 отложения, подобные бекенской свите, известны в верховьях р. Каргы и в долине р. Моген-Бурен, где они представлены плохосортированными галечниками, чередующимися с прослоями и линзами грубых песков и суглинков, а их мощность изменяется от 10 до 60 м. В верховьях р. Каргы они залегают на выветрелой и размытой поверхности отложений кошагачской свиты [43].

Нерасчлененные отложения, предположительно миоцен-плиоценового возраста, установлены по скважинам в долине р. Песчаная у с. Барагаш, где буроцветные пролювиальные образования вскрываются на глубине до 70 м [25]. Ниже с. Ширгайта в долине Песчаной скважинами вскрыта карстовая западина, заполненная выветрелым буроцветным аллювием мощностью до 150 м [223]. В пределах Белокурихинского интрузивного массива на высоте более 300 м над современным урезом р. Песчаная установлена древняя погребенная долина, где сохранился аллювий мощностью до 5 м, представленный желтовато-красноватыми глинами с прослоями песка, в которых встречаются хорошоокатанные гальки чуждых для данного района пород — роговиков, зеленокаменных эффузивов, кремней [223]. Из подобных образований в долине р. Барагаш выделены остатки водорослей *Pediastrum*, широко распространенных в неогеновых отложениях Чуйской и Курайской котловин, и раковина *Gastrocopta (Sinalbinula) aff. theeli* West. — вид, характерный для неогена [223].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН— ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Предалтайская равнина

У северной рамки листа на Предалтайской равнине, примыкающей к фасу Алтая, скважинами вскрыты олигоцен-эоплейстоценовые аллювиальные, озерно-аллювиальные, делювиально-пролювиальные отложения, мощностью около 220 м. Они везде перекрыты образованиями ниже-среднеплейстоценовой красnodубровской свиты и представлены (снизу вверх) крутихинской, рубцовской, павлодарской и кочковской свитами.

Крутихинская свита выполняет погребенные палеодолины рек Песчаной, Черновой и Белокурихи, где залегают на размытой поверхности опущенного блока Белокурихинского гранитного массива [140]. Основание свиты находится на абсолютных отметках 37–130 м, а кровля – 118–152 м. По всему разрезу встречаются обугленные растительные остатки. В низах свиты к серым, часто лимонитизированным пескам с обломками лигнита, прослоями глин и лигнитов, приурочено урановое оруденение [409]. Мощность свиты до 90 м. На смежной площади (лист N-45) из отложений свиты выделены спорово-пыльцевые и карпологические комплексы [7], что в соответствии с [272] определяет ее возраст поздним олигоценом-ранним миоценом.

Рубцовская свита в виде плаща с размывом перекрывает крутихинскую свиту; абсолютные отметки кровли 158–172 м [140]. В пределах палеодоллин в составе свиты преобладают аллювиальные фации – пески с примесью гальки и гравия, суглинки и глины зеленовато-серого цвета, в приобтовых частях последних отмечаются делювиально-пролювиальные фации – серовато-зеленые пески, суглинки и глины с примесью обломков пород, с пятнами, дендритами и стяжениями гидрооксидов железа и марганца. Глины рубцовой свиты плотные жирные монтмориллонит-каолинитовые с глянцевым блеском на изломе. Мощность свиты 16–40 м. Севернее на площади листа N-45 в отложениях свиты выявлены остатки фауны млекопитающих, пресноводные моллюски и спорово-пыльцевые комплексы [7], что согласно с [272] позволяет датировать ее концом среднего–первой половиной позднего миоцена.

Павлодарская свита имеет площадное распространение, согласно залегают на осадках рубцовой свиты или эродированной поверхности гранитов Белокурихинского массива; абсолютные отметки кровли – 170–200 м [140]. Свита представлена пролювиально-делювиальными, реже аллювиальными буровато-желтыми, бурыми и буровато-коричневыми суглинками и глинами с включениями дресвы и щебня, гравийными песками. В прифасовой части в ее составе преобладают пески и суглинки, которые в северном направлении замещаются глинами, пропитанными гидрооксидами железа, с карбонатными конкрециями, бобовинами железа и марганца. Граница с рубцовой свитой проводится условно по появлению в разрезе красноватых и бурых глин и суглинков. Мощность ее до 45 м. В пределах смежного листа N-45 свита охарактеризована фауной крупных млекопитающих, грызунов, моллюсков, остракод, семенной флорой и спорово-пыльцевыми комплексами [7], что в соответствии с [272] определяет ее возраст второй половиной позднего миоцена.

Кочковская свита с размывом и стратиграфическим несогласием (из разреза выпадают новостаничная и кулундинская свиты) залегают на осадках павлодарской свиты и на гранитах Белокурихинского массива; кровля находится на абсолютных отметках 206–236 м [140]. Свита представлена озерно-аллювиальными отложениями, в составе которых выделяются серые и буровато-серые глины, суглинки, гравийные пески. Мощность свиты до 36 м. За пределами листа кочковская свита охарактеризована фауной млекопитающих, моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми и семенными комплексами, термолюминесцентной датировкой и палеомагнитными оп-

ределениями [7, 199], что в соответствии с [271] определяет ее возраст как эоплейстоцен.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Межгорные впадины

Башкаусская свита ($арQ_{E-1}b\delta$) широко развита в крупных долинах и межгорных котловинах Юго-Восточного и Центрального Алтая, где залегает на породах палеозоя или с несогласием на отложениях бекенской свиты и перекрывается более молодыми образованиями квартера [25, 93, 151, 210, 254, 317]. На дневную поверхность свита выходит в Джулукульской и Самахинской котловинах, вдоль подножия хребтов Чихачева и Шапшальского, по северным окраинам Чуйской, Курайской и Уймонской впадин, а также обнажается узкими полосами в Западной Туве и Горном Алтае в экзарационно-эрозионных долинах рек Моген-Бурен, Каргы, Чуи, Чагана, Тархаты, Кызылчина, Елангаша, Ирбисту, Кубадру, Кысхыштубека, Катунь, Коксы, Джасатера, Аргута и многих других местах (в масштабе карты она выделена лишь по северной окраине Чуйской котловины). Свита представляет сложно построенную полифациальную и полигенетическую грубообломочную толщу, мощностью от первых метров до 150 м буроцветного облика со значительным содержанием выветрелых обломков. Стратотипический разрез свиты находится в левом борту долины р. Кубадру (левый приток р. Башкаус). Здесь ее отложения видимой мощностью 50–60 м, залегающие под образованиями ледникового комплекса среднего–верхнего неоплейстоцена, представлены аллювиальными и водно-ледниковыми, по Е. Н. Шукиной, буроцветными валуниками, галечниками с различной окатанностью обломков и неясно выраженной грубой горизонтальной слоистостью, с линзами тонкослоистых супесей, суглинков, разнозернистых песков и гравия [93, 151].

Из пород выделены спорово-пыльцевой спектр четвертичного облика и водоросль *Goniolinites hemispaerica* Maslov sp. nov. [93]. Некоторые исследователи [25, 93] относят эти отложения к карачумской и туерыкской свитам. Однако, по своим литолого-минералогическим и геохимическим особенностям не имеют ничего общего с последними [221, 220], а выделенные из них ископаемые семена *Bryales*, *Carex atrata* L., *C. pauciflora* Ligthf., *C. ex gr. B*, *Carex* sp., *Cyperaceae* gen. indet., *Polygonum viviparum* L., споры и пыльца позволяют датировать их не древнее первой половины плейстоцена [221, 220, 317].

Из глин, вмещающих фауну моллюсков, термолюминесцентным методом получена дата 643 ± 130 тыс. лет (РТЛ-510), а возраст красноцветных глин с глубины 1,0–1,6 м определен в 542 ± 110 тыс. лет (РТЛ-509) [270]. В левом борту долины р. Карама у ее впадения в р. Ануй на коренном цоколе высотой 50 м залегает бурый сильно выветрелый валунно-галечно-гравийный аллювий мощностью 1,5 м с глинисто-песчаным заполнителем, который вверх по разрезу наращивается переслаивающимися бурыми и желтыми горизонтальнослоистыми илами с тонкими прослоями песков.

Мощность верхней пачки 1,2 м. Из прослоев илов С. М. Попова определила четвертичные моллюски: *Vallonia costata*, *V. tenuilabris*, *Columella columella*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla* sp. [140]. В погребенной палеодолине на междуречье Уймень—Каракокша скважинами на глубине более 20 м вскрыт буровый аллювий мощностью 5 м. Он представлен мелким трещиноватым и выветрелым галечником интрузивных, эффузивных и осадочных пород различной степени окатанности, плотно сцементированным коричнево-красной глиной, и по своей литологии сопоставим с аллювиальной фацией башкаусской свиты [264]. В низовьях р. Казанда (правый приток р. Песчаной) у правого борта ее долины на палеозойском цоколе высотой 50 м залегает желто-бурый сильно выветрелый валунно-галечно-гравийный аллювий мощностью 3 м, плотно сцементированный супесью. Его перекрывает серо-желтая плотная глина мощностью 1,0 м с выветрелыми гальками, гравием, дресвой и щебнем. Из нижней пачки выделена единичная пыльца четвертичного облика следующих растений: *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*, *Abies sibirica*, *Betula*, *Ephedra*, *Gramineae*, а из глин верхней пачки — остракоды: *Zonocypris membranae* Live n t., *Zonocypris elongata* S ch n e i d., которые характерны для кочковской и низов краснодубровской свит [218]. Возраст башкаусской свиты по вышеизложенным данным определяется эоплейстоценом—ранним неоплейстоценом.

Яломанская и ининская толщи нерасчлененные (gQ_{I-II}jal—in) выделены в долине р. Катунь и приустьевых участках долин ее притоков, где слагают комплекс высоких (45—250 м) террас.

Яломанская толща представлена неслоистыми и несортированными валунно-глыбовыми скоплениями (размеры глыб до 2—8 м в поперечнике) с примесью гальки и гравия, покрытых илистой примазкой, и небольшого количества песка [25, 37, 183]. Залегает в основании разреза на породах палеозоя или башкаусской свиты, мощность до 30 м.

Ининская толща наращивает разрез яломанской толщи, состоит из чередующихся зачастую обратно ритмично-сортированных пачек горизонтально-, перекрестно- и косослоистых галечников с редкими глыбами, катунами суглинков и примесью валунов; дресвянистых гравийников с включениями валунов и примесью грубозернистого песка. В верхних частях разрезов обычно наблюдаются пачки грубо- и разнозернистых песков с гравием. Мощности ритмов 2—20 м, они имеют резкие размывы, срезают или облекают друг друга, включают пролювиально-делювиальные горизонты [37, 183]. В песках и гравийниках на разных уровнях наблюдаются многочисленные и разнообразные текстуры плейстоценовых микросейсмодислокаций. Мощность толщи до 200 м.

Валунно-галечный материал толщ в большинстве хорошо окатан, грубозернистый песок и гравий имеют угловатый дресвянистый облик. Отложения ининской толщи хорошо промыты, рыхлые и сыпучие. Их характерной особенностью являются очень низкие содержания алевритовой фракции (2,6—4,5 %) и полное отсутствие глинистой фракции. В галечниках и гравийниках выход минералов тяжелой фракции составляет доли процента, а сама она представлена единичными зернами минералов, среди которых преобладают неустойчивые. В устьевых участках долин притоков

Катуни в песках верхней части ининской толщи встречаются единичные знаки золота, киновари, постоянно присутствует шеелит, отмечаются повышенные содержания магнетита ($4,1 \text{ кг/м}^3$) и ильменита ($2,5 \text{ кг/м}^3$). С ининской толщей связаны месторождения песка и гравия. По мнению Б. А. Борисова, новые радиоуглеродные даты — 28–12 тыс. лет [18, 32, 159] характеризуют более молодые вложенные или перекрывающие ининскую толщу отложения. В унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской области (1979 г.) в составе образований высоких террас Катуни выделены отложения всех горизонтов среднего и второй половины нижнего неоплейстоцена, отвечающие эпохам оледенений и межледниковий. В соответствии с этой схемой и легендой Алтайской серии для карт второго поколения масштаба 1 : 200 000 ининская толща рассматривается как полигенетическая, представленная ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями с участием межледниковых — аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных и пролювиальных осадков, возраст которых определяется как вторая половина раннего—средним неоплейстоценом.

Озерные отложения (IQ_{II-III}) развиты в котловинах, расширениях долин, а также в долинах притоков Катуни и Бии, подпруживавшихся мощными грубообломочными толщами, слагающими террасовые комплексы (большей частью в масштабе карты не выражаются). К настоящему времени в районе эти образования изучены слабо, представительные обнажения отсутствуют, их осадки почти повсеместно перекрыты более молодыми образованиями. Более или менее их литология изучена лишь по скважинам в Чуйской котловине. Здесь они, по данным буровых профилей, с размывом залегают на бекенской и туерькской свитах. Относительно полная стратиграфическая последовательность наблюдается в центральных частях впадины, сокращаясь к ее бортам [317].

Наиболее представительный разрез вскрыт скважиной у с. Ортолык, где под современным аллювиально-пролювиальным горизонтом мощностью 17 м залегают серые тонкослоистые илы и глины, переслаивающиеся с гравийными галечниками. Мощность прослоев илов и глин 7–15 м, галечников — 7–20 м. Общая мощность отложений не менее 100 м. В Курайской котловине озерные отложения вскрыты шурфом на правом берегу р. Арталук в 4 км к северу от с. Курай на абсолютной высоте 1860 м, где представлены переслаивающимися палевыми и палево-бурыми суглинками с крупно- и среднезернистыми слоистыми песками; их радиоуглеродный возраст определен в $32\,190 \pm 260$ лет (Beta 137035 UM 993) [180]. В основании разреза Беле на Телецком озере вскрываются осадки озерных, аллювиально-озерных, коллювиально- и пролювиально-озерных фаций мощностью не менее 50–60 м [37, 199, 254]. Из нижней части этих отложений определены остатки *Cervus ex gr. elaphus* L. и *Vovidae* [254]. Из озерных песков в основании разреза получена термолюминесцентная датировка 630 ± 75 лет (МГУ-КТЛ-87) [199]. Пролувиально-озерные фации в средней части этого разреза имеют радиоуглеродный возраст 30050 ± 435 лет, а в кровле — $27\,060 \pm 850$ лет (СОАН-3119) [37]. В долине р. Иня, подпруженной мощной яломанско-ининской толщей, озерные отложения имеют тер-

молюминесцентный возраст в интервале 109 – 90 тыс. лет [32], а в долинах притоков Бии и нижней Катуня верхняя (видимая) часть их разрезов датируется по радиоуглероду в интервале 16,2–18,4 тыс. лет [18, 159, 273]. В целом же возраст озерных отложений в некоторой степени условно определяется средним–поздним неоплейстоценом.

Гляциоаллювий сальджарской толщи ($faQ_{III}sd$) слагает комплекс низких (до 40 м) террас в долинах Катуня и нижней Чуи, не выражающихся в масштабе карты. В Курайской котловине к сальджарской толще отнесены широкие террасовидные поверхности высотой менее 40 м с крупными глыбами на поверхности и в толще, со следами мощных размывов и многочисленных палеорусел на поверхности. Толща представлена грубообломочными валунными галечниками. В ее составе выделяется несколько пачек мощностью по 4–15 м. В основании каждой пачки залегает плохосортированный валунно-галечный материал средней и хорошей окатанности с крупными валунами и глыбами. Вверх по разрезу крупность отложений постепенно уменьшается, и в верхних частях пачек преобладает гравийно-мелкогалечный материал. Слоистость этих отложений неясная линзовидная и горизонтальная, местами очень крупная косая, подчеркиваемая чередованием прослоев с различным гранулометрическим составом [183]. В заполнителе, наряду с гравием и разнозернистым песком, присутствует обильный алевропелитовый материал – «ледниковая мука» [199], количество которого в поперечном разрезе террас от фронтальных уступов к бортам долин сокращается. Иногда на поверхности террас, сложенных сальджарским гляциоаллювием, наблюдаются вытянутые по долине скопления крупных глыб или поля поперечных гряд, состоящих из валунных галечников (за пределами листа М-45 у с. Платово). Одни исследователи [30] рассматривают эти гряды как ребристую фацию основной морены средненеоплейстоценового возраста (и в этом случае они никак не связаны с сальджарской толщей), другие [18, 37, 183, 215] – как поздненеоплейстоценовую гигантскую рябь течения. Термолюминесцентный возраст этих гряд определен в 36 ± 4 тыс. лет [1]. В Курайской котловине в отложениях сальджарской толщи на глубине 20 м обнаружен крупный плохоокатанный обломок травертина, радиоуглеродный возраст которого определен в $17\,370 \pm 550$ лет (СОАН-3139) [302]. По Н. А. Ефимцеву (1964), генезис толщи – аллювиально-флювиогляциальный. В соответствии с легендой Алтайской серии сальджарская толща обозначена как гляциоаллювий поздненеоплейстоценового возраста.

Ледниковые, водно-ледниковые, озерно-ледниковые отложения нерасчлененные (gQ_{III}). В неоплейстоцене Горного Алтая и Тувы разные исследователи выделяют от одного до восьми оледенений [25, 31, 37, 66, 93, 111, 199, 254]. Однако в масштабе карты возможно выделение отложений лишь поздненеоплейстоценового ледникового комплекса. Ледниковые образования более древних эпох сохранились фрагментарно, вскрываются в отдельных обнажениях, удаленных друг от друга на значительные расстояния, а их возраст и генезис, как правило, до сих пор имеют дискуссионный характер.

Отложения рассматриваемого комплекса, в силу своей очень частой фациально-генетической изменчивости, как по разрезу, так и по площади, выделяются как нерасчлененные ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые образования. Мощность их изменяется от первых метров до 150 м.

Ледниковые отложения представлены несортированным хаотично сгруженным глыбово-валунно-галечным материалом с большим количеством гравия, дресвы и щебня, очень плотно сцементированным алевроитистой супесью буровато- и светло-серого цвета. В них встречаются маломощные линзовидные прослойки водно-ледниковых галечников и озерно-ледниковых алевроитов. Иногда в основных моренах наблюдается плохо выраженная грубая слоистость. В долине р. Йолду (правый приток р. Башкаус) в кровле ледниковых отложений на глубине 1,0 м обнаружен крупный обломок рога *Cervus elaphus* поздненеоплейстоценового возраста (определение А. В. Шпанского). На юго-западе Тувы в массиве Монгун-Тайга на абсолютной высоте 2900 м в мерзлой толще морены обнаружены обломки стволов лиственницы, датированные по радиоуглероду в 48–56 тыс. лет [280].

Водно-ледниковые отложения распространены в долинах и котловинах по внешней периферии конечно-моренных комплексов, или между валами абляционных морен, где перекрывают основную морену. Они представлены плохосортированными, грубослоистыми валунными галечниками различной окатанности с песчано-алевровитовым заполнителем, с линзами и прослоями гравийников, песков, супесей и суглинков, и осложнены криогенными текстурами. Обломочный материал имеет черепитчатую водную укладку. По своей литологии и условиям образования эти отложения не отличаются от горного аллювия, особенно в речных долинах [217].

Озерно-ледниковые отложения представлены светло-серыми и палевыми ленточнослоистыми глинами и алевроитами. Каждая лента, мощностью от 0,5–3 мм до 1–3 см, состоит из более темного глинистого слоя и более светлого алевроитового. Часто наблюдаются более крупные ритмы мощностью от первых сантиметров до 1 м, состоящие из нескольких пар или десятков пар тонких лент. В этих отложениях имеются прослойки тонко- и разнозернистых песков, текстуры мелкой ряби течения и подводного оползания, включения галек и валунов (дробстоунов), под которыми ленточная слоистость смята, а сверху облекающая. В них содержатся многочисленные плоские карбонатные конкреции лепешковидной формы – «имантровы камни». Эти конкреции, по сравнению с вмещающими отложениями, отличаются высокими значениями (%): CaO – 30,94, CO₂ – 25,84, ппп – 25,77 и очень низкими значениями SiO₂ – 25,86, TiO₂ – 0,43, Al₂O₃ – 7,53, Fe₂O₃ – 1,74, FeO – 1,62. Содержания микроэлементов в 1,5–3 раза ниже, чем во вмещающих озерно-ледниковых глинах и алевроитах. Радиоуглеродный возраст этих конкреций определяется в интервале 21–8 тыс. лет [302].

В разрезах Чаган и Чаган-Узун в озерно-ледниковых отложениях, наряду с пыльной четвертичных растений, в больших количествах содержится переполненная пыльца палеогеновых и неогеновых растений [199]. В разрезе Чаган выделена фауна остракод – *Candoniella albicans* (Brady), *C. subellipsoidea* (Scharapovae), *Candona rostrata* Brady et Norman, *C. candida* (Müller), *C. sarsi* (Hartwig), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Ilyocypris gibba* Ramdohr, имеющая широкое стратиграфическое распространение на территории Западной Сибири [164]. В долине р. Казанда (правый приток

р. Песчаная) из глинистых алевритов выделена единичная пыльца: *Pinus silvestris* L., *P. sibirica* (R upr.) Maug., *Betula* sect. N a n a e и семенной комплекс: *Picea* sp., *Pinaceae* gen. indet., *Chenopodiaceae* gen. indet., *Caryophyllaceae* gen. indet., *Ranunculus flammula* L., датируемый поздним неоплейстоценом [223].

В обнажении по р. Чаган первые термолюминесцентные датировки определяли возраст всей 150-метровой толщи отложений ледникового комплекса в интервале 476–145 тыс. лет [199]. В настоящее время вся эта толща по термолюминесцентным определениям датируется в интервале от 135 ± 15 до 58 ± 7 тыс. лет [281]. Недавно по одним и тем же образцам из разреза Чаган определялся термолюминесцентный возраст в разных лабораториях. В МГУ для морены в основании разреза получена ТЛ-дата 480 ± 20 тыс. лет, а в БуГИН СО РАН – 124 ± 15 тыс. лет (БуГИН 501). ТЛ-возраст одного и того же образца в кровле разреза в МГУ был определен в 127 ± 32 тыс. лет (МГУ NS-5), тогда как в БуГИН СО РАН – 25 ± 4 тыс. лет (БуГИН 498) [5]. В долине р. Чаган-Узун термолюминесцентный возраст морены $58 \pm 6,7$ тыс. лет (МГУ-КТЛ-93), а озерно-ледниковых алевритов – 32 ± 4 тыс. лет (МГУ-ТЛ-1), радиоуглеродный же возраст последних определен в $25\,300 \pm 600$ лет (МГУ-ИОАН-65) [199]. Новые термолюминесцентные датировки, с одной стороны, свидетельствуют о поздненеоплейстоценовом возрасте ледниковых и озерно-ледниковых отложений в долине р. Чаган-Узун [281, а с другой – повторное датирование нижнего моренного горизонта в разрезе Чаган показало ТЛ-дату 480 ± 20 тыс. лет, совпадающую с предыдущей [6].

Озерно-ледниковые отложения (IgQ_{III}) в масштабе карты выделены в Джулукульской котловине и в западной части Курайской котловины, где их местами перекрывают озерные и озерно-аллювиальные отложения, датированные в основании по радиоуглероду в интервале 10 960–10 310 лет [37]. Основные литологические особенности этих отложений приведены выше. Мощность до 120 м.

Аллювиальные отложения первой, второй, третьей и четвертой надпойменных террас нерасчлененные развиты практически во всех крупных долинах, преимущественно за пределами распространения древнего оледенения, в масштабе карты в большинстве случаев они не выделяются даже в нерасчлененном виде. Аллювий второй, третьей и четвертой террас залегает на палеозойском цоколе высотой 1–20 м над урезами рек, представлен желто-серыми и бурозветными валунными галечниками русловых фаций с глинистым песком в заполнителе, иногда слабозолотоносными, с прослоями и линзами серых и зеленовато-серых илов и глин. Многие обломки в той или иной степени затронуты выветриванием. Аллювий этих террас часто сильно размывает и перекрыт чехлом склоновых отложений, а его мощность изменяется от 1,5 до 40 м [140, 264]. По Б. А. Борисову, возможно это «второй» цоколь террас. В северной части Горного Алтая для руслового аллювия вторых террас характерны песчано-глинистый заполнитель, повышенная карбонатность (6–8,9 %) и незначительный выход тяжелой фракции (1,19–8,7 %), в которой резко доминируют неустойчивые минералы (61,7–98,5 %) и отмечаются высокие содержания аутигенного лимонита (6,4–24 %) [219].

В древнеледниковых районах аллювий третьей—четвертой террас частично срезан и погребен под мощными толщами отложений ледникового комплекса и имеет радиоуглеродный возраст $42\ 080 \pm 1675$ лет (СОАН-2101-А) [37].

В долине р. Большой Камлак из аллювия второй террасы выделена фауна наземных моллюсков: *Pupilla muscorum* L., *P. sterrii* Voith., *Vallonia costata* Müll., *V. tenuilabris* Al. Br., *Succinea* ex gr. *oblonga*, *Succinea* (s. l.) sp., отражающая межледниковую (каргинскую) эпоху позднего неоплейстоцена и поздненеоплейстоценовый семенной комплекс: *Bryales*, *Picea* sp., *Pinaceae* gen. indet., *Betula* sp., *Chenopodium album* L., *Galeopsis tetrahit* L., *Gramineae* gen. indet., *Cirsium palustre* Scop. [302].

Возраст аллювиальных отложений первой—четвертой надпойменных террас в целом определяется поздним неоплейстоценом [140, 264].

Аллювиально-пролювиальные отложения ($арQ_{III-H}$) широко распространены в долинах и межгорных котловинах, где образуют обширные по площади шлейфы, конусы выносов и наземные дельты. Они сложены валунными и щебнистыми галечниками с частыми включениями глыб, гравийниками, песками, суглинками и супесями, осложненными криогенными текстурами. Слоистость неясная, не выдержанная по простиранию, часто линзовидная. В их составе часто выделяются селевые фации, представленные хаотично сгруженными несортированными мореноподобными толщами, состоящими из смеси глыб, валунов, щебня и гальки в дресвяно-супесчаном заполнителе. Мощность отложений от 3 до 30 м.

В Чуйской котловине в этих отложениях обнаружены часть черепа *Ovis ammon* L., широко распространенного лишь с позднего неоплейстоцена, и мелкие раковины моллюсков *Planorbis* sp., *Lymnaea auricularia* L. [93]. В Курайской котловине верхняя часть разреза имеет радиоуглеродные датировки 4590 ± 30 лет (СОАН-2375) и 2680 ± 35 лет (СОАН-2374) [37]. В целом же возраст аллювиально-пролювиальных образований определяется, исходя из геолого-геоморфологической ситуации и стратиграфического положения в разрезе, как поздненеоплейстоцен-голоценовый.

Пролювиальные и делювиальные отложения (p,dQ_{III-H}) очень широко развиты вдоль подножий бортов долин и котловин, образуя отдельные конусы выноса и протяженные шлейфы. В высокогорье и среднегорье у крутых склонов они представлены неясновыраженным линзовидным переслаиванием крупных щебней и щебнистых дресвяников в супесчаном заполнителе с буроватыми суглинками и супесями. В более низкогорных районах и у более пологих бортов крупность обломочного материала уменьшается, отложения становятся более мелкоземистыми, появляются прослойки лессовидных супесей и суглинков. В этих отложениях на разной глубине наблюдаются горизонты погребенных почв, солифлюкционные и криогенные текстуры (морозобойные трещины и псевдоморфозы по ледяным клиньям), а также содержатся микрообломки вулканического стекла, переотложенная пыльца меловых, палеогеновых и неогеновых растений, спиккулы губок и скелеты диатомовых водорослей [19, 37]. Мощность отложений изменяется от первых метров до 30 м.

В долине р. Казанда эти отложения содержат фауну наземных моллюсков: *Pupilla* aff. *sterii* Voith., *P. muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Vallonia* sp. [226]. В долине р. Песчаная ниже с. Ширгайта в верхней части разреза,

по сборам Г. Г. Русанова, И. И. Тетерина выделила наземные моллюски: *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *V. pulchella* Müll., *Nesovitreia petronella* L. Pf., *Succinea* sp., а Е.А. Пономарева — семенной комплекс: *Rubus idaeus* L., *Viola* sp., *Cirsium lanceolatum* (L.) Scop., *Cirsium* sp., *Compositae* gen. indet., *Gramineae* gen. indet., *Chenopodiaceae* gen. indet., *Chenopodium album* L., *Ch. glaucum* L., *Ch. rubrum* L., *Chenopodium* sp., *Thlaspi* sp., *Cruciferae* gen. indet., *Potentilla* sp. Отсюда же А. В. Шпанский определил остатки млекопитающих: *Capra* sp., *Myospalax myospalax* Laxm., *Citellus citellus* L., а в долине р. Ануй у сел Топольное и Сибирячиха — *Myospalax myospalax* Laxm., *Sorex* sp. По этим данным верхняя часть отложений датируется голоценом.

Рассматриваемые отложения, вскрытые археологическим раскопом в устье р. Каракол (долина р. Ануй), содержат спорово-пыльцевые спектры и фауну наземных моллюсков, близкую по видовому составу с отмеченной выше; кроме того, в них обнаружены обломки костей оленя и бизона, а радиоуглеродный возраст отложений определен в $31\,410 \pm 1160$ лет (СОАН-2515) и $28\,700 \pm 850$ лет (СОАН-2514) [19]. Радиоуглеродные датировки, ископаемые семена, спорово-пыльцевые спектры, фауна млекопитающих и моллюсков, и соотношения отложений с аллювием высоких пойм определяют их возраст поздним неоплейстоценом—голоценом [140, 264].

Предалтайская равнина

Краснодубровская свита ($IpQ_{1-II}kd$) развита у северной рамки листа в пределах Предалтайской равнины. с перерывом залегает на отложениях кочковской свиты или породах палеозоя, кровля находится на дневной поверхности [140]. В ее составе преобладают пролювиальные и делювиальные желтовато-бурые, буроватые, светло- и желто-коричневые песчанистые и алевритистые глины, реже встречаются пески, супеси и суглинки лессовидного облика, горизонты погребенных почв. Глины тощие пластичные плотные с зернистым изломом, гидрослюдистые с кальцитом, примесью кварца, органики, дресвы и щебня размером до 2–7 см. Количество последних вниз по разрезу возрастает. Породы обогащены известковистым материалом и содержат карбонатные конкреции округлой и овальной формы размером до 1–5 см. Изредка в отдельных прослоях наблюдается косая и тонкая горизонтальная слоистость, свидетельствующая об их образовании в водной среде. Мощность свиты до 56 м.

На площади листа из отложений краснодубровской свиты, вскрытых скважинами, определена фауна четвертичных остракод: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona neglecta* Sars, *Candoniella subellipsoida* Scharr.; моллюсков — *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia costata* Müll., *Pisidium* sp.; споры и пыльца четвертичного облика — *Polypodiaceae*, *Pinaceae*, *Picea obovata* Ldb., *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Betula* sect. *Albae*, *Gramineae*, *Centaurea*, *Chenopodiaceae*, *Cruciferae*, *Labiatae*, *Compositae*, *Achillea*, *Artemisia*, *Angiospermae*, *Ephedra*.

В прилегающих районах листа N-45 возраст краснодубровской свиты по фауне моллюсков и млекопитающих, ископаемым семенам и спорово-пыль-

цевым комплексам, термолюминесцентным датировкам и палеомагнитным данным определяется ранним—средним неоплейстоценом [7, 199, 254].

ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения пойм (aQ_H) уходят под урезы рек, а их видимая мощность в долинах разных порядков изменяется от 0,5 до 7–10 м. Во всех долинах эти отложения имеют четкое двучленное строение. В основании залегают валунные галечники и песчаные гравийники русловой и косовой фаций, с которыми связаны россыпи золота. В верхней части разреза они сменяются пойменными песками, суглинками и илами с растительным детритом, обломками древесины и линзами торфа, часто с горизонтом погребенной почвы. На абсолютных высотах более 1000 м верхняя часть пойменных отложений криотурбирована. Наиболее представительные обнажения пойменного аллювия наблюдаются в долине Катунь, где до высот 4 м от уреза реки залегают валунные галечники, выше перекрытые переслаивающимися зелено-серыми песками и зелеными мергелистыми илами с маломощными (5–10 см) каштановыми почвами. Выше лежат слои (0,3–0,5 м) песков и палевых илов («ледниковой муки») с горизонтом погребенной темно-серой почвы [37].

В долине речки Талдудюргун в разрезе пойменного аллювия выделяются два прослоя выгоревшего торфа с обломками костей *Equus caballus*, *Ovis* sp., *Bos taurus* (определения А. В. Шпанского). В низовьях долин р. Актур в разрезе высокой поймы наблюдается горизонт погребенной темно-каштановой почвы со следами пожара, обломками костей *Ovis* sp. и многочисленными обломками обгоревшей древесины, датированными в 625 ± 20 лет (СОАН-4397).

Радиоуглеродные датировки, полученные из пойменного аллювия во многих долинах Горного Алтая, определяют возраст этих отложений от 5 тыс. лет назад до настоящего времени [37, 140, 264, 273].

Озерные и озерно-аллювиальные отложения (laQ_H) в масштабе карты выделены в центральной части Чуйской котловины, где распространены до абсолютных высот 1800 м, и в котловинообразных расширениях долин рек Кокоря и Саракокша.

В Чуйской котловине озерные и озерно-аллювиальные отложения, мощностью не менее 10 м, представлены светло-серыми и палевыми известковистыми и мергелистыми глинами, суглинками, супесями, алевритами с прослоями песков и галечников. Здесь они находятся в многолетне-мерзлом состоянии. На их поверхности развиты многочисленные крупные термокарстовые котловины, бугры пучения (тебелеры) высотой до 3–5 м [216]. В пределах деятельного слоя, мощность которого не превышает 1,5 м, они в результате криотурбаций смяты в мелкие складки [225].

Породы содержат растительный детрит, многочисленную и разнообразную фауну голоценовых моллюсков: *Lymnaea auricularia* L., *Valvata piscinalis* Müll., *Gyraulus acronicus* Fer., *Pisidium casertanum* Poli., *P. vinctianum* Woodw., *Oxyloma elegans* Risso [93] и поздннеоплейстоцен-голоценовых пресноводных и солоноватоводных остракод: *Ilyocypris bradyi* Sars,

Eucypris lutaria (Koch.), *Eu. affinis* (Fisch.), *Eu. variegata* Schneid., *Potamocypris villosa* (Jurine), *Candona candida* (O. Müll.), *C. rectangulata* Alm., *C. ex gr. rostrata* Br. et N., *C. arcina* Liepin., *C. ex gr. fabaeformis* (Fisch.), *C. sarsi* Hartw., *C. convexa* Liv., *Candoniella albicans* Br., *C. subellipsoida* Br., *C. subellipsoida* (Schar.), *Cypridopsis aculeata* (Costa), *Cypridae* gen. sp. indet., *Cytherissa lacustris* S., *C. lacustris* S. (juv.), *Limnocythere inopinata* (Baird.), *L. sanctipatricii* Br. et Rob., *Stenocypris grata* Korm., *Cyclocypris laevis* [225]. Радиоуглеродный возраст верхней части этих отложений определен в 3810 ± 105 лет (COAH-2106) [216].

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические образования (от позднего рифея до мезозоя) охватывают около трети территории листа М-45. Наибольшим распространением пользуются вулканоплутонические ассоциации кембрия и девона, плутонические и автономные дайковые позднего палеозоя—мезозоя. Проявления магматизма в регионе могут быть рассмотрены в составе трех тектономагматических этапов: позднерифейско-раннепалеозойского, среднепалеозойского (девонско-раннекаменноугольного) и позднепалеозойско-мезозойского (каменноугольно-юрского).

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди магматических образований этого этапа можно выделить: 1) базит-гипербазитовые комплексы, сформированные в зонах океанического или окраинно-морского спрединга и находящиеся во вторичном аллохтонном залегании в активных тектонических швах; 2) вулканоплутонические перидотит-пироксенит-габбровые с плагиогранитами, габбро-диоритовые и габбро-плагиогранитовые комплексы морских вулканических дуг; 3) габбро-диорит-гранодиоритовые батолитовые комплексы зон раннепалеозойской коллизии.

Дунит-гарцбургитовая формация (чаганузунский, актоврацкий комплексы)

Чаганузунский дунит-гарцбургитовый комплекс ($v\sigma-vRF_3-V? \delta$), выделенный В. А. Кузнецовым в 1939 г. в составе Чаганузунского гипербазитового пояса, представлен одноименным массивом и небольшим количеством лентолинзовидных тел-сателлитов (апогарцбургитовых серпентинитов) в Баратальском блоке Бийско-Катунской СФЗ. Петротипический Чаганузунский массив представляет собой тектоническую пластину-протрузив $15 \times 1,5$ км, с падением на северо-восток, в сторону Балхашского тектонического блока, откуда, не исключено, он и был тектонически перемещен в Баратальский фрагмент Бийско-Катунской зоны, вместе с высокобарическими гранатовыми амфиболитами, диафторированными эклогитами и голубыми сланцами балтырганского комплекса.

По данным [317] и др., Чаганузунский массив образован в разной степени серпентинизированными низкохромистыми ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06-0,15\%$) гарцбургитами, дунитами, лерцолитами, изредка верлитами. Ограниченное распространение в массиве имеют пироксениты (диопсидиты, энстатититы, вебстериты). Их линзовидные тела мощностью 25–150 м и протяженностью 100–500 м залегают в серпентинизированных ультрамафитах вдоль тектонических нарушений. В серпентинитовый меланж Чаганузунского протрузива включены секущие будинированные тела и дайки родингитизированных среднетитанистых метагаббро, метагаббродолеритов, гранофировых плагиогранитов. Крайне высоконатровые плагиограниты соответствуют плагиогранитам О-типа офиолитовых комплексов. Высокохромистый состав хромшпинелидов в дунитах и гарцбургитах Чаганузунского массива ($\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al} = 0,76-0,85$) типичен для высокохромистых дунит-гарцбургитовых серий, образующихся в фундаментах энсиматических островных дуг. По данным Н. Л. Добрецова [100] и В. А. Симонова [244], чаганузунские гипербазиты принадлежат к офиолитовой ассоциации, сформированной в условиях срединно-океанического хребта как палеоокеаническая кора, послужившая впоследствии фундаментом примитивной островной дуги.

Дораннекембрийский возраст петротипического массива и комплекса в целом доказывается находками галек сходных по составу ультрамафитов в конгломератах тыдтуярыкской и курайской свит раннего кембрия. Прямых аналогов Чаганузунскому массиву среди других многочисленных проявлений альпинотипных гипербазитов Горного Алтая нет.

Актовракский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\text{SRF}_3-V?a$) широко проявлен на смежной к востоку территории Западной Тувы в пределах Западно-тувинско-Куртушибинского и Шуйского офиолитовых поясов. На территории листа М-45 его присутствие фиксируется на западном продолжении первого (массивы района р. Карагол, тела гипербазитов в западных оперяющих дизъюнктивах Шапшальского разлома, хр. Кабак-Тайга в Улаганской зоне разломов – в Телецко-Чулышманской СФЗ, мелкие линзовидные тела серпентинизированных перидотитов в зоне Саяно-Тувинского разлома в Сютхольской зоне вблизи восточной рамки листа, Кындыктыкульский массив к югу от оз. Кындыкуль – в Кобдинско-Монгунтайгинской СФЗ).

Карагольский массив вместе с серией сателлитов закартирован на водоразделе рек Чульча и Большой Абакан и представляет собой относительно крупную пластину мощностью до 2 км, прослеживающуюся на 20 км в северо-западном направлении. Массив сложен мелко-среднекристаллическими серпентинизированными дунитами с редкими кристаллами хромита. Ю. А. Коллегановым отмечена в массиве густая вкрапленность титаномагнетита и ильменита. Массив и вмещающие метабазальты карагольской свиты отражаются интенсивной положительной аномалией силы тяжести. Минерализация в массиве остается неизученной в связи с труднодоступностью района.

Кындыктыкульский массив изучен при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [448]. Он залегают в поле развития аныякской (чингинской) свиты в виде узкой (200–350 м) линзы, вытянутой в субширотном направлении на 5 км. Массив обладает перидотит-пироксенит-серпентинитовым составом и характеризуется наличием листовенитов. Перидоти-

ты — авгитовые верлиты, низкотитанистые пироксениты развиты ограниченно. К нему приурочены мелкие проявления никеля, асбеста, поделочных камней.

Кабак-Тайгинская группа габбро-гипербазитовых тел является наиболее изученной и характеризуется тесной геологической связью габброидов и гипербазитов [489]. По данным Н. И. Гусева, в составе комплекса различаются три типа пород: метадолериты и габбродолериты, гипербазиты, габбро. Наряду с тектоническими контактами иногда фиксируются «спаянные» контакты гипербазитов с габброидами и метадолеритами. При этом фиксируется как наличие включений габбро в гипербазитах, так и наоборот, гипербазиты образуют полосы в габбро [316]. Габбро принадлежат к толеитовой серии. Метадолериты по составу близки к карагольским базальтам и являются их комагматами. Гипербазиты представлены серпентинизированными гарцбургитами с линзовидными шлирами магнетита, наблюдается серпентинитовый меланж.

Необходимо подчеркнуть нерешенность вопроса о возрасте актовраковского комплекса и условность его обозначения на карте.

Габбро-дунит-гарцбургитовая формация меланжированная (альпинотипные гипербазиты и базиты венд-ранкембрийской офиолитовой ассоциации)

Апогарцбургитовые серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и габбро ($\Sigma V - E_1$) Каимской подзоны Каимско-Аламбайской зоны офиолитовых аллохтонов в Северном Алтае представлены многочисленными малыми телами базит-гипербазитового состава (Верхнеайский массив, гора Муха и др.). Вместе с титанистыми базальтами каимского комплекса слагают серию надвиговых офиолитовых пластин, прослеживающихся далее на север под чехлом Бийско-Барнаульской впадины в виде цепочек положительных магнитных аномалий вдоль южного фаса Салаира, и обнажаются уже на юге кряжа в Аламбайской подзоне Каимско-Аламбайской покровно-складчатой зоны.

Североалтайские ультрамафиты могут быть соотнесены с верхнеаламбайским дунит-гарцбургитовым комплексом Салаира. Комплекс локализован в трех ареалах среди тектонизированных высокотитанистых подушечных базальтов и черных сланцев аламбайской свиты нижнего кембрия, образуя вместе с ними офиолитовую ассоциацию Салаира. Гипербазиты офиолитовой ассоциации Северного Алтая закартированы в основании тектонических пластин Каимского аллохтона Аламбайско-Каимской СФЗ. Образуют линзовидные тела различной протяженности (до 18 км) и мощности (до 1,5 км). По результатам геофизического моделирования, общая мощность офиолитовых пластин составляет около 1 км [367], нередко они трассируются в магнитном поле высокоинтенсивными положительными линейными аномалиями с интенсивностью до 3000 нТл. Массивы гипербазитов сконцентрированы в Каимском (Верхнеайская группа тел) и Каменском (Кыркылинская группа тел) аллохтонах. Отдельные тела фиксируются под силурийскими отложениями на перекрытой периферии Песчанского блока (массив горы Колпачок).

Фрагменты нижней части разреза офиолитовой ассоциации представляют собой реститовые апоперидотитовые серпентиниты, которые наиболее полно вскрываются в пределах крупных тектонических линз в верховьях руч. Каянчинский и в междуречье Каянча—Ая (Верхнеайский массив). Данные породы состоят из развитых в переменных количествах пластинчатого (0,01–0,1 мм) антигорита, серпофита, прожилковидных и вкрапленных ильменита и магнетита, мелких лейст плагиоклаза, примеси илдингита, хлорита и талька [426]. Присутствие в серпентинитах Верхнеайского массива бастита и наличие двух, красно-бурой и желтоватой, разновидностей шпинели позволяет предполагать их исходный гарцбургитовый субстрат [305].

Фрагменты кумулятивного комплекса наблюдаются в центральной части Верхнеайского массива и в обрамлении эрозионного окна в основании надвиговой пластины в бассейнах рек Устюба—Светлая. Представляют собой связанные постепенными переходами амфиболизированные пироксениты и габбро, прорванные дайками анортозитов. Габброиды относятся к крайне низкотитанистым ($\text{TiO}_2 = 0,19\%$), низкощелочным ($\text{Na}_2\text{O} = 1,59\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,04\%$), низкофосфатным ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03\%$), высокомагнезиальным ($\text{MgO} = 9,6\%$, $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,58$), высокоглиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,1\%$) разностям. Сумма РЗЭ очень низкая (7,5 г/т), график распределения аналогичен базальтам N-MORB, характерен слабый максимум по Eu [305].

В районе рек Устюба и Светлая габброиды прорваны дайками долеритов и перекрыты рассланцованными базальтами, при этом последние, вероятно, следует относить уже к самостоятельному покровному комплексу. Наблюдаются дайки с односторонними зонами закалки, что позволяет интерпретировать их как фрагмент комплекса параллельных даек. Базальты характеризуются шаровой отдельностью. Петрохимически и геохимически базальты и долериты сходны между собой и отличаются от кумулятивных габбро повышенной титанистостью (в базальтах $\text{TiO}_2 = 1,44\%$, в долеритах $\text{TiO}_2 = 1,41\%$), низкой глиноземистостью (в базальтах $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,5\%$, в долеритах $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,1\%$). По данным А. Э. Изоха [121], по содержанию щелочей (в базальтах $\text{Na}_2\text{O} = 1,3\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,04\%$, в долеритах $\text{Na}_2\text{O} = 2,4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,17\%$), P_2O_5 (соответственно 0,09 и 0,12 %) и характеру распределения РЗЭ они соответствуют базальтам N-MORB.

Фрагменты самой верхней части офиолитовой ассоциации наблюдаются среди серпентинитового меланжа в верховьях р.Ая и представлены линзами покровных андезибазальтов в ассоциации с черными силицитами. Андезибазальты ($\text{SiO}_2 = 52–56\%$) характеризуются низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 1,0–1,3\%$), $\text{MgO} = 6,0\%$, крайне низкими значениями K_2O (0,15 %) и P_2O_5 (0,08 %) с принадлежностью к толеитовой серии и, вероятно, вместе с базальтами и долеритами должны рассматриваться в качестве вулканического комплекса в составе офиолитовой ассоциации.

Возраст дунит-гарцбургитовой части и сопутствующих им габброидов, долеритов и базальтов данной офиолитовой ассоциации устанавливается в интервале от венда до раннего кембрия. Вместе с тем, схемой корреляции магматических и метаморфических комплексов западной части АССО [283] и легендой Алтае-Саянской серии листов Госгеолкарты-1000 (третье издание) [374] для данного комплекса предполагается раннекембрийский воз-

раст. С телами серпентинитов связаны многочисленные тальк-брейнеритовые проявления, Айское месторождение магнезитов, проявления хромита и пункты минерализации золота в лиственитах.

Апогарибургитовые серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и габбро ($\Sigma V - E_1$) Телецко-Курайского офиолитового пояса развиты очень ограниченно в мелких тектонических линзах в пределах Телецкого и Кубадринско-Курайского разломов. Предполагается принадлежность ультраосновных пород и сопутствующих им долеритов и габброидов к островодужной офиолитовой ассоциации, выделяемой из состава Горноалтайского гипербазитового пояса Н. Л. Добрецовым [100], Н. И. Гусевым [317], В. А. Симоновым с соавторами [244] и другими исследователями. При этом дайковые образования и лавовые члены ассоциации, представленные высокомагнезиальными и толеитовыми базальтами и долеритами, рассматриваются в составе балхашского комплекса.

По данным Н. И. Гусева [316], к островодужным офиолитам могут быть частично отнесены породные ассоциации хр. Кабак-Тайга, где наряду с перидотитами и пироксенитами развиты габброиды и дайковые долериты, имеющие смешанные петрогеохимические характеристики, близкие к карагольским вулканитам с принадлежностью к дунит-пироксенит-габбровой формации. Наиболее изученные тела данных пород локализованы на правом борту Чуи, в районе Курайского хребта, где ассоциированы с базальтоидами балхашской свиты бонинитовой и толеитовой серий, при этом среди последних, наряду с островодужными, присутствуют и вулканиты с петрохимическими характеристиками N-MORB [244].

По данным Н. Л. Добрецова с соавторами [100], в составе курайских офиолитов присутствует расслоенный гипербазит-пироксенит-габбровый комплекс, представленный серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами, полосчатыми габброидами, прорванными дайками плагиогранитов. Пироксениты, образующие мелкие линзовидные и овально-линзовидные тела, и частично габброиды данной ассоциации обнаруживают комагматичные петрогеохимические связи с бонинитами балхашского комплекса, что, по мнению В. А. Симонова с соавторами, свидетельствует о формировании данных комплексов преимущественно из поднимающейся бонинитовой магмы на разных уровнях развития магматической системы в связи со сменой геодинамического режима и началом развития примитивной островной дуги.

С определенной долей условности к данному комплексу отнесена расположенная в зоне Телецкого разлома серия линзовидных малых тел интенсивно серпентинизированных гипербазитов протяженностью от 10–100 м до 4,5 км. По данным Л. Г. Васютиной с соавторами [41], тела измененных ультраосновных пород сложены массивными серпентинитами со слабо заметными реликтами оливина, зернами хромита, талька и магнезита, а на некоторых участках — мономинеральным длиноволокнистым хризотил-асбестом. Пространственно и генетически с ними связана никелевая минерализация.

Апогарибургитовые серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и габбро ($\Sigma V - E_1$) Терехтинского меланжевого офиолитового пояса. Кроме рассмотренных выше ультраосновных тел Телецко-Курайского офиолитового пояса,

в ту же возрастную группу венд-нижнекембрийских ультрамафитов условно отнесены апоперидотитовые серпентиниты (с сопровождающими их габбро-долеритами) из мощных зон меланжа в тектоническом обрамлении Терехтинского горста (Коргоно-Терехтинская СФЗ). Меланжевые зоны, приуроченные к Чарышско-Терехтинскому и Южно-Терехтинскому разломам, представлены серпентинитовым и автокластическим меланжем с глыбами низкотитанистых габброидов, афировых высокотитанистых базальтов «манжерокского типа» [283], серпентинитов, кварцитов, мраморизованных светлых водорослевых и «баратальского облика» известняков, а также линзовидных резко отграниченных от матрикса отторженцев альбит-порфиробластических метаморфических сланцев терехтинского комплекса. Матрикс терехтинского меланжа – милонитизированные черные глинисто-кремнистые сланцы – вмещает силлы габбро-долеритов [303] и имеет резкие контакты с флишоидами горноалтайской серии. На западном продолжении Южно-Терехтинской меланжевой зоны меланжированная кремнисто-карбонатно-вулканогенно-обломочная толща описана Е. С. Левицким [149] и Ю. С. Перфильевым [187] под названием шельдянская или чернореченская свита, а на восточном продолжении – Е. Ф. Сухих – как басычарекская свита венд-раннекембрийского возраста. Комплекс данных пород, включающих апогарцбургитовые серпентиниты из терехтинского меланжа, отличается от чаганузузских гипербазит в повышенной хромистостью. Терехтинские ультрамафиты, габбродолериты и афировые толеитовые базальты, тесно пространственно ассоциированные с высокобарическими глаукофансодержащими метаморфическими сланцами терехтинского комплекса, могут рассматриваться как меланжированные фрагменты венд-нижнекембрийской офиолитовой ассоциации, в какой-то мере сходной с офиолитами Курайской тектонической зоны.

Генезис и возраст гипербазитов Горного Алтая определяются недостаточно надежно из-за их совмещения в них признаков принадлежности как к палеоокеаническому, так и к островодужным (офиолитам) образованиям. Предпочтительнее предполагать их принадлежность к ранней стадии развития островных дуг, а их возраст при этом будет определяться на основании их комагматичности покровным вулканитам островодужных офиолитовых ассоциаций как венд-раннекембрийский.

Габбро-плагиогранитовая формация (мештуерькский, саракокшинский комплексы)

Мештуерькский плагиогранит-габбро-пироксенитовый комплекс ($v\bar{v}\epsilon_1m$) пространственно ассоциирован с ареалом развития балхашского плагиогранит-базальтового комплекса и слагает серию мелких и средних по размерам массивов с ориентировкой длинной оси вдоль Курайско-Ильдугемской зоны разломов. Интрузивы прорывают раннекембрийские отложения балхашской и тыдтуяркской свит.

Внутреннее строение петротипического *Мештуерькского массива*, расположенного в верховьях р. Мештуерьк и на водоразделе с р. Балхаш, характеризуется развитием двух фаз внедрения и расслоенным (полосчатым) распределением резко доминирующих в данном массиве основных петро-

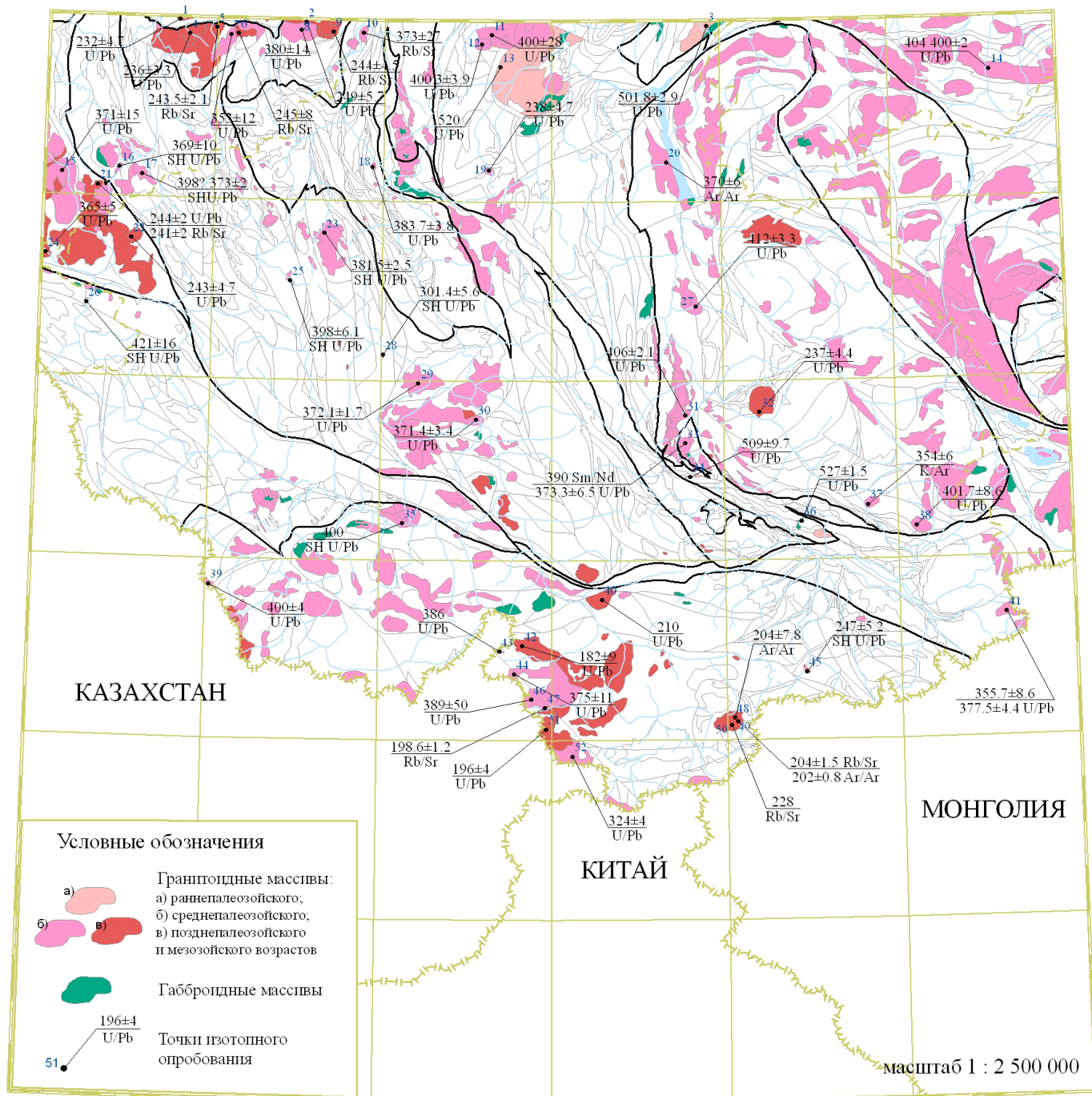


Рис. 8. Схема расположения интрузивных массивов и их изотопно-геохронологического датирования.

графических разновидностей первой фазы, представленной пироксенитами, метадолеритами, габброанортозитами и габбро. Данные породы образуют шширообразные и чередующиеся пластообразные тела, связанные постепенными переходами, во многих случаях имеют полосчатые текстуры разной масштабности (ранга), развитые субсогласно границам тел.

Вторая фаза комплекса представлена в Мештуерьском массиве крайне ограничено в виде отдельных маломощных (до 10 м) жильных и линзовидных тел плагиогранитов и кварцевых диоритов с резкими контактами. В других массивах комплекса доля кислых пород второй фазы возрастает, а также возрастает разнообразие их составов и структурно-текстурных особенностей.

По мнению Н. И. Гусева [317], предполагается аллохтонное залегание Мештуерьского массива в виде тектонической пластины и развитие тектонических брекчий с обломками пород кислого состава в его южном эндоконтакте. Жильная фация мештуерьского комплекса представлена дайками метадолеритов, телами зонального строения, в которых периферическая часть сложена порфировидным горнблендитом с круглыми выделениями амфиболизированного пироксена и войлочной амфиболовой основной массой, а центральная часть (около 10 м) сложена специфическими густопорфировыми метадолеритами с обильными вкрапленниками бледно-розового цоизита (тулита). Такие породы встречены в гальке конгломератов курайской свиты второй половины раннего кембрия.

К мештуерьскому комплексу отнесены также редкие дайки диоритов и микроплагиогранитов [283], возможно представляющие собой разновидности пород второй фазы.

По петрогеохимическим и геологическим признакам породы мештуерьского комплекса комагматичны вулканитам балхашской свиты и, по данным Н. И. Гусева, характеризуются крайне «истощенным» магматическим источником. При этом резкая дифференцированность магматических пород от ультраосновных до кислых связывается с процессами кристаллизационной дифференциации и ликвации магмы. Пироксен-порфировые базальты балхашской свиты содержат шширы, обогащенные пироксеном, часто амфиболизированные и превращенные в горнблендиты, подобные мештуерьским. Дайки таких горнблендитов прорывают отложения тыдтуярьской свиты, что может свидетельствовать о раннекембрийском возрасте данной комагматической ассоциации.

Формационная принадлежность рассматриваемого комплекса определяется в совокупности с комагматическими образованиями балхашского комплекса и сходными интрузивными образованиями саракокшинского габбро-плагиогранитного комплекса. Более всего, по набору пород мештуерьский комплекс тяготеет к дунит-пироксенит-габбровой формации с переходом к типичной габбро-плагиогранитовой формации, генетически связанной со спилит-кератофировой формацией энсиматической стадии формирования островных дуг.

Возраст мештуерьского комплекса определяется как раннекембрийский, благодаря комагматичности с балхашскими вулканитами тыдтуярьской свиты и прорыванию дайками мештуерьского комплекса раннекембрийских отложений, а также недавним определением возраста плагиогранита: U/Pb методом по цирконам – $527 \pm 1,5$ (рис. 8; табл. 1).

Результаты изотопно-геохронологического

Номер точки	Возраст, млн лет	Метод	Датированная порода
1	232 ± 4,7	U/Pb	Гранит порфировидный
2	249 ± 5,7	U/Pb	Граносиенит
3	501,8 ± 2,9	U/Pb	Меланогранит
4	236 ± 3,3	U/Pb	Лейкогранит
5	243,5 ± 2,1	Rb/Sr	Гранит-порфир
6	245 ± 8	Rb/Sr	Гранит порфировидный биотитовый
7	353 ± 12	U/Pb	Гранодиорит
8	380 ± 14	U/Pb	Умереннощелочной гранит
9	244 ± 4,5	Rb/Sr	Лейкогранит
10	372 ± 27	Rb/Sr	Гранодиорит
11	400 ± 28	U/Pb	Кварцевый диорит
12	400,3 ± 3,9	U/Pb	Умереннощелочной гранит
13	520	U/Pb	Плагиогранит
14	404, 400 ± 2	U/Pb	Гранодиорит
15	371 ± 15	U/Pb	Гранодиорит
16	369 ± 10	U/Pb SHRIMP II	Щелочной гранит
17	398, 373 ± 2	U/Pb SHRIMP II	Щелочной гранит
18	383,7 ± 3,8	U/Pb	Меланогранит
19	238 ± 4,7	U/Pb	Умереннощелочной гранит
20	370 ± 6	Ar/Ar	Огнейсованный гранит
21	244 ± 2; 241 ± 2	U/Pb; Rb/Sr	Умереннощелочной лейкогранит
22	243 ± 4,7	U/Pb	Умереннощелочной лейкогранит
23	381,5 ± 2,5	U/Pb SHRIMP II	Умереннощелочной гранит
24	365 ± 5	U/Pb	Биотитовый гранодиорит
25	398 ± 6,1	U/Pb SHRIMP II	Кварцевый диорит
26	421 ± 16	U/Pb SHRIMP II	Умереннощелочной гранит-порфир
27	412 ± 3,3	U/Pb	Лейкогранит
28	301,4 ± 5,6	U/Pb SHRIMP II	Рибекитовый гранит
29	372,1 ± 1,7	U/Pb	Кварцевый диорит
30	371,4 ± 3,4	U/Pb	Меланогранит
31	406 ± 2,1	U/Pb	Диорит
32	237 ± 4,4	U/Pb	Гранит порфировидный

Таблица 1

датирования интрузивных массивов

Массив	Комплекс	Литература
Белокурихинский	Белокурихинский	47
Айский	Айский	305
Садринский	Садринский	305
Белокурихинский	Белокурихинский	305
Белокурихинский	Белокурихинский	47
Осокинский	Белокурихинский	304
Сосновский	Усть-беловский	46
Бирюксинский	Топольнинский	46
Айский	Айский	47
Рыбалкинский	Усть-беловский	282
Югалинский	Югалинский	305
Цыганский	Кызылташский	305
Саракокшинский	Саракокшинский	–
Онинский	Большепорожский	–
Верхнебашчелакский	Усть-беловский	46
Елиновский	Топольнинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Аскатинский	Топольнинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Киндерлинский	Топольнинский	305
Карагинский	Кызылташский(?)	–
Алтынтаусский	Кубадринский	–
Верхне-Щебетинский	Белокурихинский	47
Каракольский	Белокурихинский	47
Шебалинский	Топольнинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Чарышский	Боровлянский	46
Сарнинский	Топольнинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Кумирский	Коргонский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Оньшский	Кубадринский(?)	213
Шибеликский	Шибеликский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Чикетаманский	Усть-беловский	282
Северо-Яломанский	Усть-беловский	–
Каракудюрский	Каракудюрский	213
Атуркольский	Атуркольский	305

Номер точки	Возраст, млн лет	Метод	Датированная порода
33	390; 373,3 ± 6,5	Sm/Nd; U/Pb	Гранит порфиоровидный
34	509 ± 9,7	U/Pb	Кварцевый диорит
35	400	U/Pb SHRIMP II	Гранодиорит
36	527 ± 1,5	U/Pb	Плагиигранит
37	354 ± 6	K/Ar	Гранит
38	401,7 ± 8,6	U/Pb	Гранит
39	400 ± 4	U/Pb	Гранит
40	210	U/Pb	Умереннощелочные лейкограниты порфиоровидные
41	355,7 ± 8,6, 377,5 ± 4,4	U/Pb	Лейкогранит
42	182 ± 9	U/Pb	Гранит порфиоровидный
43	386	U/Pb	Гранит-порфир
44	375 ± 11	U/Pb	Биотитовый гранодиорит
45	247 ± 5,2	U/Pb SHRIMP II	Меланосиенит
46	389 ± 50	U/Pb	Гранит
47	198,6 ± 1,2	Rb/Sr	Сподуменовый гранит-порфир
48	204 ± 7,8	Ar/Ar	Грейзен
49	204 ± 1; 202 ± 0,8	Rb/Sr; Ar/Ar	Кварц-вольфрамовая жила
50	228	Rb/Sr	Лейкогранит
51	196 ± 4	U/Pb	Гранит
52	324 ± 4	U/Pb	Гранит

Саракокшинский габбро-плагиигранитовый комплекс (v , q , δ , $p\gamma\epsilon_{1,s}$) на территории листа М-45 наиболее интенсивно проявлен в пределах Саракокшинского ареала, локализованного в Кебезенском блоке (Кебезенском горсте) Уймено-Лебедской СФЗ. Наряду с петротипическим Саракокшинским массивом, здесь закартированы несколько мелких тел габброидов и плагиигранитов с подчиненным количеством кварцевых диоритов.

Петротипический *Саракокшинский массив* (30 × 40 км) расположен в бассейне р. Саракокши, в пределах Кебезенского горста, где прорывает метаморфические образования кебезенского комплекса. Контакты массива, в большинстве случаев, тектонические, на востоке и внутри массива с метаморфизованными отложениями сарысазской свиты контакты затушеваны метаморфизмом. В составе массива принимают участие четыре фазы внедрения: габбро; кварцевые диориты и тоналиты; крупнозернистые плагииграниты; мелкозернистые порфиоровидные плагииграниты дополнительных малых тел.

Массив	Комплекс	Литература
Кубадринский	Кубадринский	142
Джагантерекский	Таджилинский	304
Катандинский	Катандинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Мештуерькский	Мештуерькский	304
Токпакский	Кубадринский	—
Камтыдтугемский	Кубадринский	—
Шихалихинский	Рахмановский	—
Карасукский		—
Юстыдский	Юстыдский	305
Орочаганский	Чиндагатуйский	305
Итольгенский	Рахмановский(?)	—
Рахмановский	Рахмановский	46
Тархатинский	Тархатинский	Фонды ЦИИ ВСЕГЕИ
Рахмановский	Рахмановский	46
Алахинский	Алахинский	47
Калгутинский	Чиндагатуйский	52
Калгутинский	Чиндагатуйский	52
Калгутинский	Чиндагатуйский	52
Чиндагатуйский	Чиндагатуйский	—
Верхне-Бухтарминский	Рахмановский(?)	46

Первая фаза представлена амфиболизированными, иногда окварцованными пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми габбро, габброноритами, габбропироксенитами и габбродолеритами, в целом составляющими около 35 % объема массива. Вторая фаза включает среднезернистые и порфиридные биотит-амфиболовые тоналиты и плагиограниты (около 50 %), также во многих случаях интенсивно измененные в результате последующих наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Достаточно широким распространением (~15 %) пользуются породы промежуточного состава – пироксен-амфиболовые габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, происхождение которых иногда связывают с метаморфо-метасоматической переработкой габброидов при внедрении и раскристаллизации плагиогранитной фазы. Габброиды первой фазы встречаются среди плагиогранитов повсеместно в виде ксенолитов до нескольких сот метров. В магнитном и гравитационном полях они выделяются положи-

тельными аномалиями различной интенсивности, что придает полю Саракокшинского массива резко дифференцированный характер. Более крупные тела габброидов (Уйменский, Айдымский, Аксарский массивы) насыщены линзовидными и жильными телами плагиогранитов. Габброиды первой фазы характеризуются низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 2,02 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,37 \%$ при $\text{SiO}_2 = 48,5 \%$), низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0,59 \%$) и высокой железистостью ($f = 68 \%$), типичными для магнезиально-железистых толеитовых серий.

В правом борту р. Часты залегают мигматизированные габброиды **Уйменского массива, петротипа уйменского перидотит-пироксенит-габброво-го комплекса** ($\text{v}\nu\epsilon_1u$) раннего кембрия. Преобладающие в массиве габбро-пироксениты сложены уралитизированным клинопироксеном с примесью биотита, плагиоклаза (битовнит–лабрадор), а также магнетита и титаномагнетита, в ряде случаев при последующих наложенных процессах кислотного выщелачивания образующих значительные концентрации (Салганакская аномалия). Низкая щелочность и титанистость при высокой магнезиальности ($\text{MgO} = 25,9 \%$) позволяют относить их к группе ультрамафитов, при этом фиксируется петрохимическая обособленность габбро-пироксенитов и габбро с принадлежностью к единой толеитовой серии. Габброиды массива подвергнуты интенсивному метаморфизму и превращены в габброамфиболиты и амфиболиты, нередко сланцеватой текстуры, содержащие реликты первичных пород с бластоофитовыми структурами. В краевых частях крупных габброидных скоплений, в зоне контакта с породами плагиогранитного ряда и внутри массивов развиты породы плагиомигматитового облика. В уйменских метабазах развиты полосчатые, псевдостратифицированные породы с вкрапленностью и линзовидными скоплениями титаномагнетита. Таким образом, расслоенный ультрамафит-мафитовый Уйменский массив представляет собой *метаморфизованную перидотит-пироксенит-габброноритовую формацию* ϵ_1^1 с проявлением ванадий-титаномагнетитовой минерализации (Салганакское проявление).

Наиболее распространенными и характерными для Саракокшинского массива и всего комплекса в целом являются средне-крупнозернистые плагиограниты. Среди них петрографически выделены амфибол-пироксеновые, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые разности, в различной степени разгнейсованные, альбитизированные и калишпатизированные. В целом породы плагиогранитного ряда характеризуются гломеропорфировидными структурами и непостоянным минеральным составом, с присутствием реликтов диоксида–салита, переменным количеством зонального плагиоклаза (олигоклаза–андезина–лабрадора), гломеровидного кварца, неравномерных скоплений биотита, амфибола, магнетита и титаномагнетита (до 10%), акцессорных минералов: сфена, апатита, циркона, рутила, ксенотима, граната. В результате наложенных метаморфических процессов плагиограниты и кварцевые диориты Саракокшинского массива иногда имеют облик диоритогнейсов и плагиогранитогнейсов. Неизменные плагиограниты по химизму соответствуют умеренноглиноземистым, низкощелочным крайне высоконатриевым гранитам М-типа с низкими содержаниями (г/т) стронция (39–147), рубидия (5–22), циркония (91–146), ниобия, иттрия, с низким (мантийным) отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703–0,704$.

Петрогеохимические особенности и геологическая позиция пород саракокшинского комплекса однозначно определяют его принадлежность к габбро-плагиогранитовой формации. С вулканитами сарысазского плагиориолит-базальтового комплекса, с которыми они обнаруживают тесные комагматические связи, они образуют единый петрогенетический ряд энсиматичных островодужных ассоциаций, формирующихся на коре океанического типа. С их становлением связаны первичные повышенные концентрации золота, что подтверждается его наличием в неметаморфизованных плагиогранитах и в гальке плагиориолитов конгломератов из тырганской свиты. Новые следующие уровни накопления металла прослеживаются на примере золотоносных гранит-порфиров Кульбичского массива.

Раннекембрийский возраст пород саракокшинского комплекса определяется его комагматичностью с вулканитами сарысазской свиты и непосредственным U/Pb датированием плагиогранитов по циркону — 520 млн лет. При этом положение верхней возрастной границы достаточно определено, так как в нижнекембрийских конгломератах убинской и тырганской свит широко распространены обломки сарысазских плагиориолитов, плагиогранофилов, среднезернистых плагиогранитов 3-й и плагиогранит-порфиров 4-й фаз саракокшинского комплекса, обломочный кварц и плагиоклаз в нижнекембрийских гравелитах и песчаниках.

Габбро-диоритовая формация (гипабиссальная фация). Барангольский комплекс

Барангольский диорит-габбровый комплекс ($v\epsilon_2b$) — линейные трещинные тела и штоки габбро, габбро-пироксенитов, пироксенитов, диоритов, сближенные и пространственно совмещенные с полями распространения базальтов усть-семинского вулканического комплекса в Бийско-Катунской зоне, объединены В. А. Зыбиным (1995) в самостоятельный гипабиссальный комплекс, комагматичный усть-семинским вулканитам. Его петротип — Барангольский интрузив — линейное, меридионально ориентированное тело размером $4 \times 0,7$ км, сложенное габбро главной фазы, с зонами закалки габбро-долеритового состава. Габбро вмещают реликты ранней фазы (до 50×100 м), представленные пироксенитами, и секущие тела (до $0,5$ км²) диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов поздней фазы.

Петрографически и петрохимически барангольские базиты сходны с покровными и субвулканическими породами усть-семинского комплекса из близлежащего Усть-Семинского ареала. С породами комплекса ассоциирует золото-магнетитовое оруденение. В зоне тектонизированного восточного контакта Барангольского интрузива шириной 50 м обнаружены шлировидные и жилородные тела магнетитовых руд, содержащих до 9 г/т золота. Повышенные содержания золота выявлены при случайном опробовании в западном контакте Барангольского, Усть-Мунушкинского и других тел барангольского комплекса.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация (садринский, таджилинский комплексы)

Садринский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta-\gamma\delta$, $m\gamma$ E_2-O_1sd) слагает мезоабиссальные Садринский, Клыкский, Верхнек-лыкский, Колдорский массивы на севере листа М-45 в пределах Кондомско-Лебедской и Уймено-Лебедской СФЗ. Интрузивы удлиненной формы, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлении вдоль крупных разломов, контролирующих размещение массивов, сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, натриевыми меланогранитами, плагиогранитами. Резко подчинены им предгранитоидные габбро, габбропироксениты, пироксениты первой фазы внедрения с принадлежностью к единой габбро-диорит-плагиогранитовой или габбро-диорит-гранодиоритовой формации этапа консолидации складчатых структур салаирско-раннекаледонского аккреционного орогена. В то же время, на смежном листе N-45 породы габброидной фазы садринского комплекса рассматриваются в качестве самостоятельного предгранитоидного среднекембрийского тебинского габбронорит-диоритового комплекса с принадлежностью его к габброидному семейству формаций, а гранитоидная часть садринского комплекса включена в мартайгинскую группу диорит-гранодиорит-гранитовых комплексов [283].

В составе садринского комплекса с учетом материалов [399] выделены три фазы внедрения. Первая фаза (около 5 % объема всех магматических проявлений комплекса) представлена амфиболовыми и оливинсодержащими амфиболовыми габбро, пироксенитами, габбро-пироксенитами, диоритами. Вторая фаза (около 60 %) включает биотит-роговообманковые кварцевые диориты, натриевые гранодиориты и тоналиты. Третья фаза (30–40 %) объединяет адамеллиты, меланограниты и плагиограниты. В Садринском массиве мелкие тела и ксенолиты габброидов среди гранитоидов третьей фазы характеризуются как умеренно и низкотитанистые ($TiO_2 = 0,95-1,11\%$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 17,0-18,8\%$), с повышенным содержанием фосфора ($P_2O_5 = 0,12-0,43\%$) породы умереннощелочной и известково-щелочной серии. При этом они существенно отличаются от габброидов уйменского комплекса повышенными глиноземистостью, калиевостью, фосфористостью и общей щелочностью. На смежной территории Горной Шории массивы данных габброидов считаются перспективными на ильменит-титаномагнетитовое оруденение (Шорбинское рудопроявление).

В петротипическом и наиболее крупном Садринском массиве, большей частью расположенном за рамкой листа, в пределах листа М-45 главные разновидности пород – биотит-роговообманковые и гранодиориты и меланограниты. Породы Садринского массива характеризуются повышенной глиноземистостью и свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной серии. От плагиогранитов толеитового ряда (М-типа гранитов) саракокшинского комплекса они уверенно отличаются повышенными меланократовостью, щелочностью и калиевостью. Особенности редкоэлементного состава [289] указывают на принадлежность данных пород к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда (I-тип гранитов), отличающихся от саракокшинских плагиогранитов повышенными содержаниями Nb, Sr, Ba, Li и Rb.

Возраст садринского комплекса определяется прорыванием его массивами атлинской свиты второй половины раннего кембрия и налеганием на породы данного комплекса отложений средне-позднеордовикской гурьяновской свиты, что фиксирует среднекембрийско-раннеордовикский временной интервал становления комплекса. Такой возраст подтверждается и непосредственными изотопными U-Pb определениями возраста гранитов третьей фазы Садринского массива по цирконам — $501,8 \pm 2,9$ млн лет (пробы Г. А. Бабина по листу N-45).

Таджилинский габбро-диоритовый комплекс ($\delta\epsilon_2-O_{1t}$) проявлен в юго-восточной части Горного Алтая и представлен серией мелких гипабиссальных габбро-гранитоидных интрузивных массивов, цепью, на расстояние более 100 км, протягивающихся вдоль Курайско-Ильдугемской зоны разломов, главным образом в пределах Балхашского блока Уймено-Лебедской СФЗ. Массивы таджилинского комплекса имеют небольшие размеры (от 2–3 до 10–11 км по длинной оси). Они прорывают отложения балхашской и курайской свит раннего кембрия и, в некоторых случаях, с разрывом перекрываются отложениями верхнеживетской бельгебашской свиты.

Петротипический *Таджилинский массив* расположен в верхнем течении р.Таджилу, протягивается в субширотном направлении на 7 км при ширине выходов до 1,5–2 км и приурочен к Курайской тектонической зоне. Породы данного массива прорывают смятые в напряженные складки туфогенные отложения курайской свиты, содержащей пачки и прослой известняков, метаморфизованные в полосе шириной до 150–200 м с образованием амфибол-плагиоклазовых роговиков и небольших тел скарнов.

По данным В. А. Скуридина [246], в формировании массивов таджилинского комплекса в целом и петротипического массива в частности принимают участие две фазы внедрения. В Таджилинском массиве первая фаза представлена роговообманковыми габбро, габбродиоритами, меланократовыми диоритами и диоритами, вторая фаза — кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиигранитами и гранит-порфирами. Наиболее распространены кварцсодержащие роговообманковые диориты, менее — меланократовые диориты, образующие постепенные переходы к более широко распространенным габбродиоритам и роговообманковым габбро. Породы второй фазы внедрения распространены значительно меньше, в периферической части массивов, и представлены в большинстве своем биотит-роговообманковыми гранодиоритами [246]. В базитах первой фазы иногда наблюдаются участки расслоенного (полосчатого) строения. Особенностью пород комплекса является повышенное содержание стронция, что в совокупности с низкими содержаниями рубидия и такситовым обликом придает им гибридный характер. Гранитоиды комплекса приближаются к гранитам I-типа (андезитового ряда — по Таусону), а габброиды и габбродолериты первой фазы — к известково-щелочным островодужным формациям. Интрузивные массивы таджилинского комплекса прорывают и метаморфизуют курайскую свиту второй половины раннего кембрия, при этом [283, 246] предполагается комагматическая связь габброидов первой фазы с курайскими вулканитами.

В последнее время из габбродиоритов получена [368] изотопная геохронологическая дата (U-Pb метод по цирконам), устанавливающая ран-

не-среднедевонский возраст Таджилинского массива $391,7 \pm 1,7$ млн лет, чему не противоречит наложение на эродированные породы массивов данного комплекса отложений бельгебашской свиты живетского возраста. В то же время из кварцевых диоритов Джагантерекского массива таджилинского комплекса также U-Pb методом по цирконам получен возраст $509 \pm 9,7$ млн лет (средний кембрий). Необходимы дополнительные изотопно-геохронологические исследования пород комплекса.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация. Большепорожский комплекс

Большепорожский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta-\gamma\delta D_1 bp$) пользуется широким распространением в пределах Центрально-Саянской СФЗ и так же, как диорит-плагиогранит-гранодиоритовый комплекс вместе с пироксенит-габбровым бичебалыкским и гранодиорит-гранитовым джойским комплексами, легендой Западно-Саянской серии [375] включается в состав западносаянской плутонической габбро-гранитной серии. В данном отчете в составе рассматриваемого большепорожского комплекса в качестве его первой фазы внедрения рассматривается породная ассоциация бичебалыкского габбрового комплекса. Кварцевые диориты, плагиограниты и гранодиориты составляют вторую фазу большепорожского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. По данным В. Д. Зальцмана [325], может быть выделена также фаза гранитов и лейкогранитов; жильные образования представлены пегматитами, аплитами, гранит-порфирами.

Породы первой фазы внедрения (бичебалыкский комплекс И. К. Кокодзеева) слагают многочисленные мелкие тела в массивах джойского и большепорожского комплексов и многими исследователями рассматриваются в качестве гибридных фаций последних. Большинство массивов бичебалыкского комплекса в виде претерпевших метасоматические изменения останцов располагаются в периферических, реже во внутренних частях более крупных плутонов большепорожского и джойского комплексов. Более редкие автономные тела с размерами не более первых десятков квадратных километров, по данным В. Д. Зальцмана [325], имеют вид конусовидных, каплевидных и трубообразных штоков, акмолитов, трещинных и пластовых залежей, сопровождаемых роями даек долеритов и нередко сгруппированных в ареалы площадью до нескольких сот квадратных километров.

Породная ассоциация бичебалыкского комплекса представлена рядом пород, связанных постепенными, реже резкими фаціальными переходами и по составу варьирующих от перидотитов и дунитов (оливинитов) до кварцевых диоритов повышенной щелочности. Чаще всего данная ассоциация включает пироксениты, оливиновое и безоливиновое габбро, габбро-нориты, лейкогаббро и лейкогаббронориты при резко подчиненном развитии норитов и сопровождающие их двупироксеновые и пироксен-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты. При

этом диоритоиды и субщелочные габброиды обычно несут следы вторичного происхождения, что устанавливается по наличию теневых структур, реликтовых зерен пироксенов и деанортизированного лабрадора, замещаемых амфиболом, биотитом и калиево-натриевым полевым шпатом. По данным Е. С. Единцева с соавторами [323], характерным для пород первой (бичебалыкской) фазы большепорожского комплекса является развитие среднекристаллических габбро с фиолетовым плагиоклазом в ассоциации с оливиновыми и плагиоклазовыми пироксенитами, слагающими небольшие участки среди габброидов.

Наиболее крупным и типичным для пород бичебалыкского комплекса является *Узункарасугский массив*, локализованный в северо-западной периферической части Чиликского (Позоекского) плутона гранодиоритов большепорожского комплекса. В его составе развиты плагиоклазосодержащие оливиновые пироксениты, варьирующие до перидотитов, связанных с первыми постепенными переходами и слагающие небольшие участки диаметром от 10 до 100 м среди роговообманковых габбро и диоритов. Как отмечает Е. С. Единцев, между ними фиксируются как постепенные, так и резкие, но не интрузивные контакты. Крупные скопления габброидов закартированы также в Кызырсугском и Шонхырском массивах, где имеют сложные соотношения с гранитоидами главных фаз большепорожского и джойского комплексов. С массивами бичебалыкского комплекса связан ряд проявлений титаномagnetитовой и сульфидной медно-никелевой минерализации.

Породы второй (главной) фазы внедрения (собственно большепорожский комплекс) включают широко развитые биотит-роговообманковые и биотитовые гранодиориты (доминирующая петрографическая разновидность — 30 %), адамеллиты (25–30 %), диориты и кварцевые диориты (15 %), иногда с вариациями от габброидов до порфиоровидных гранитов. Наиболее крупными и типичными массивами большепорожского комплекса являются Онинский, Киргизский, Изерлинский, Чиликский (Позоекский) и Шонхырский массивы в северной и западной части Центрально-Саянской СФЗ.

По данным В. Д. Зальцмана [325], большинство массивов локализованы в пределах Главного гранитоидного пояса и имеют удлиненную форму с морфологией пологонаклонных лополитов и лакколлитов с неровным рельефом поверхностей кровли; значительно меньше развиты штоки, каркасные и линейные трещинные тела небольших размеров.

Онинский (Саянский) массив наиболее изучен, расположен на крайнем северо-востоке листа и в виде удлиненного в субширотном направлении плутона приурочен к одноименной синклинальной структуре, образованной отложениями кембрия, ордовика и силура. По данным Е. С. Единцева, В. Д. Зальцмана и ряда других исследователей, типоморфным для массива и для большепорожского комплекса в целом является его зонально-концентрическое строение: краевые части плутона сложены диоритами и кварцевыми диоритами (ширина зоны 250–850 м), сменяющимися внутрь массива зонами мелкозернистых и среднезернистых гранодиоритов (350–2400 м) и далее — биотит-роговообманковыми низкощелочными гранитами (650–1950 м). В центральной части массива фрагментарно картируют-

ся поля порфиридных гранитов, по облику подобных гранитоидам джойского комплекса. Между всеми перечисленными зонами фиксируются постепенные фациальные переходы. Контакты массива резкие, с апофизами и образованием во вмещающих породах массивных мелкозернистых биотит-кварц-полевошпатовых роговиков черного цвета.

Киргизский массив приурочен к северо-западному крылу (периклинали) Онинской синклинали и представляет собой пластообразное круто падающее ($70-80^\circ$) на северо-восток тело, сложенное однообразными массивными (левобережье р. Мал. Абакан) и гнейсовидными средне-крупнокристаллическими серыми гранитами. В контактах массива развиты апофизы и широкие ореолы кварц-биотит-полевошпатовых и биотит-полевошпат-кордиеритовых роговиков.

Изерлинский массив имеет небольшие размеры и удлиненную в субширотном направлении форму, локализован в зоне сопряжения Чибитской и Кызырсутско-Каратошской зон разломов, сложен гранодиоритами и диоритами, на удалении присутствуют мелкие тела диоритоидов. Контакт характеризуется широкими (200–700 м) зонами кварц-биотитовых и кордиеритовых роговиков и погружен под вмещающие породы под углом $40-50^\circ$ [323].

В Моген-Буренском ареале массивы большепорожского(?) комплекса до недавнего времени [448] рассматривались в составе раннепалеозойского таннуольского комплекса Тувы с выделением трех фаз внедрения: габброидной, плагиогранит-гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой. При этом мелкие трещинные тела лейкократовых микроклиновых гранитов третьей фазы, по нашему мнению, целесообразно рассматривать уже в составе более позднего джойского комплекса.

Наиболее крупным массивом, своей значительной частью расположенным восточнее за рамкой листа М-45, является *Монгунтайгинский (Джаарский) плутон* субизометричной формы диаметром до 25 км. Характерен северный в виде дуги с выпуклостью на север контакт массива и согласное с вмещающими метаморфическими породами шапшальского комплекса залегание апофиз и сателлитов массива, как и в других ареалах комплекса, что позволяет рассматривать его в качестве корневой зоны мигматит-плутона. Первая фаза массива представлена диоритами и монзонитоподобными породами при отсутствии интрузивных соотношений с кристаллосланцами, вторая – гранитоидами, среди которых наиболее распространены крупнопорфиридные биотитовые гранитоидами и менее развиты меланограниты и граниты нормального ряда.

Сарыгдашский массив имеет размеры 3×10 км и сложную форму при удлиненности в субмеридиональном направлении согласно Моген-Буренскому разлому и расположен в правобережье верхнего течения р. Моген-Бурен. Сложен оливиновыми габброноритами, норитами, лабрадоритами, троктолитами, шрисгеймитами и диоритами, слагающими краевые части массива [448].

Петрогеохимические особенностями пород большепорожского комплекса на территории листа М-45 изучены слабо, но характеризуют вариации состава гранитоидов второй фазы от кварцевых диоритов до тоналитов, гранодиоритов и адамеллитов с резко подчиненным количеством типичных плагиогранитов (не более 1 %) и лейкогранитов. По данным

В. Д. Зальцмана [325], особенностью данных породных ассоциаций является развитие, наряду с контактовыми роговиками (что характерно для мезоабиссальных и гипабиссальных фаций комплекса), метаморфических пород и мигматитов различных морфологических типов шапшальского комплекса, а также проявлений щелочного метасоматоза, выраженных в интенсивном порфиробластезе калиевого полевого шпата и площадной мусковитизации. Состав и структурно-тектоническое положение позволяют отнести породные ассоциации большепорожского комплекса к проявлениям орогенной (I-типа) диорит-гранодиоритовой (или габбро-диорит-гранодиоритовой) формации. С интрузиями большепорожского комплекса, по В. Д. Зальцману, связан ряд мелких месторождений и проявлений вольфрама, молибдена, меди, мусковита и керамического сырья (пегматитов).

Раннедевонский возраст большепорожского комплекса определяется на основании прорывания интрузиями данного комплекса отложений силура (шиштыкская серия) и нахождения гальки сходных гранитоидов в базальных конгломератах саглинской свиты [325]. Последнее, по мнению авторов, нуждается в подтверждении при более тщательной петрографической и петрогеохимической идентификации сопоставляемых гранитоидов. Имеющиеся изотопные датировки (400 ± 2 ; 404 ± 5 млн лет), полученные А. Г. Рублевым [419] U-Pb методом по биотитовым гранитам и амфибол-биотитовым гранодиоритам Онинского массива, также свидетельствуют о раннедевонском (эмсском) возрасте большепорожского комплекса.

Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (джойский комплекс)

Джойский гранитовый комплекс ($\gamma\delta$, γ , $\epsilon\lambda\gamma$, γD_1d) представляет собой главную составную часть западносаянской габбро-гранитной серии и формирует единые ареалы с большепорожским габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом в пределах Главного батолитового гранитоидного пояса Западного Саяна и его Шапшальской ветви. Породные ассоциации данного комплекса образуют крупные удлиненной, пластообразной и неправильной формы, реже изометричные плутоны различных фаций глубинности и, по данным М. Л. Махлаева и О. Ю. Перфиловой [161, 160, 390] объединяют автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные образования.

Петрографический состав джойского комплекса характеризуется преобладанием биотитовых, реже мусковит-биотитовых гранитов и лейкогранитов (60 %), менее развиты субщелочные граниты и лейкограниты (30 %) и в ограниченных количествах присутствуют меланограниты (5–7 %). В составе отдельных массивов фиксируется наличие гранодиоритов, граносиенитов и кварцевых монцонитов, принадлежность которых к джойскому комплексу оценивается неоднозначно [325]. По мнению П. С. Антонова [12], по составу главной фазы могут быть выделены три петрографических типа массивов, соответствующих абиссальной, мезоабиссальной и гипабиссальной фациям глубинности: собственно джойский существенно гранитовый, буйбинский гранит-лейкогранитовый и сютхольский существенно лейкогранитовый, развитый преимущественно на востоке за рам-

кой листа и в пределах рассматриваемой площади включающий также особый алашский подтип комплекса субщелочных лейкогранитов (аляскитов). В Шапшальском плутоне, по данным М. Л. Махлаева, одновременно развиты все три фации глубинности.

На территории листа М-45 джойский гранитовый комплекс представлен многочисленными, разными по размерам и форме массивами (Эритайгинская группа массивов, Каирсукский массив (оз. Мелкое), Кайлинский, Кызырсугский, Тапсынский, Ташту-Хольский, Бай-Тайгинский, Шапшальский, Тонгульский, Шуйский массивы. Западнее, в пределах Телецко-Чульшманской СФЗ, джойский комплекс латерально (с диахронными возрастными границами) сменяется подобными породными ассоциациями кубадринского гранодиорит-гранитового комплекса, при этом пространственное разделение данных комплексов (так же, как большепорожского и каракудюрского комплексов) является в значительной степени условным. Типичным для большинства массивов джойского комплекса является концентрически-зональное строение, выраженное в увеличении зернистости и порфириовидности пород от периферии к ядерным частям, а иногда и повышение основности гранитоидов до гранодиоритов по их периферии.

Шапшальский плутон является наиболее крупным, типичным и изученным массивом джойского комплекса и локализован в зоне торцевого сочленения структур палеозойского фундамента по Шапшальской зоне разломов. Плутон имеет весьма значительные (более 1500 км²) размеры, при этом его меньшая восточная часть рассматривается как самостоятельный Тонгульский массив. Благодаря крупным размерам и сложному тектоническому строению (в пределах слагающих его различных тектонических блоков представлены разные уровни эрозионного среза) в его составе на современной дневной поверхности присутствуют образования всех фаций глубинности. В своей корневой части на юго-западе он связан с зоной ультраметаморфического гранитообразования, и эта часть плутона может рассматриваться как параавтохтонная. В то же время центральная и восточная его части сложены типично аллохтонными гранитоидами, а восточная часть массива сформирована далеко перемещенными от уровня генезиса гранитоидных расплавов образованиями гипабиссального уровня глубинности. Это обстоятельство делает Шапшальский плутон самым представительным из массивов позднекаледонской гранитовой формации Западного Саяна, наиболее подходящим на роль петротипа [161].

Наиболее типичными для породной ассоциации массива и всего комплекса в целом являются розовато-серые и светло-серые массивные, иногда гнейсовидные и шлировые биотитовые граниты и лейкократовые граниты с калиевым типом щелочности. В редких случаях в округлых автолитах гранодиоритового и плагиогранитового состава, реже в гранитах фиксируется присутствие амфибола промежуточного состава между эденитом, чермакитом и гастингситом. Биотит представлен зеленовато-коричневой разновидностью, по составу близкой к анниту с содержанием $TiO_2 = 1,8-4,5 \%$. Плагиоклаз варьирует от альбита до андезина—олигоклаза (№ 5—35). Калиевый полевой шпат, по данным М. Л. Махлаева, представлен несколькими генерациями: наиболее ранним является идиоморфный ортоклаз-пертит низкой (0,4—0,6) упорядоченности; калишпат второй генерации

представлен микроклин-пертитом, микроклин третьей генерации слагает микрогранофировые и микрографические сростания с кварцем; наиболее поздним является решетчатый микроклин, выполняющий трещинки в породе. Акцессорные минералы во всех фациях гранитоидов представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, турмалином (шерлом), иногда зональным, ортитом, гранатом (альмандин, редко — гроссуляр), монацитом, касситеритом, анатазом, редко кордиеритом. Кроме того, в гранитах гипабиссальной фации глубинности присутствуют торит, гидроторит, ураноторианит, ксенотим, топаз, флюорит, сфалерит, молибденит, шеелит, берилл.

Ташту-Хольский массив расположен на водоразделе рек Чуль-Ча и Кара-Сулук и при ширине до 5 км полосой протягивается на расстояние около 18 км в восток-северо-восточном направлении. По мнению М. Л. Махлаева [161], является типичным представителем параавтохтонных гранитоидов и на северо-западе имеет постепенные переходы с мигматизированными биотитовыми гнейсами шапшальского метаморфического комплекса. В южном экзоконтакте инъецирует и метаморфизует терригенные отложения раннего кембрия. Сложен гранитами и лейкогранитами нормального ряда (более 75 %); в подчиненном количестве развиты плагиограниты, тяготеющие к корневым частям массива и пространственно связанные с зоной ультраметаморфизма, и гранодиориты, слагающие небольшие, закономерно рассеянные внутри массива участки. Лейкограниты образуют крайнюю восточную часть массива, при этом все петрографические разновидности гранитоидов связаны постепенными фациальными переходами.

Тапсынский массив приурочен к Алашской зоне разломов. По данным В. Я. Миллера, В. Д. Махлаева [390], Тапсынский массив характеризуется зональным (по зернистости) строением и сложен однообразными розовыми и розово-серыми массивными, часто порфиroidными лейкократовыми гранитами с составом (%): кварц — 34, калиево-натриевый полевошпат — 39, плагиоклаз (в том числе развитый по калишпату альбит) — 25, биотит — 1,5. Набор акцессорных минералов включает магнетит, ильменит, апатит, сфен, реже циркон, ортит, турмалин, шеелит, при этом содержание шеелита в породах апикальной части массива достигает нескольких сот граммов на тонну.

Байтайгинский массив расположен на водоразделе рек Алаш и Хонделен и при ширине до 7 км протягивается на 10—12 км вдоль хр. Бай-Тайга за рамку листа. По распределению гранитоидов различной раскристаллизованности характеризуется зональным строением. Данный массив пространственно и структурно связан с эффузивами кендейской свиты и, по данным В. Я. Миллера, М. Л. Махлаева [390], представляет собой пластообразную межформационную интрузивную залежь с относительно крутым (50—70°) падением южного контакта под вулканы Хонделенского прогиба и крутым (70—90°) падением северного контакта под массив. В гранитоидах западной и южной части массива присутствуют крупные ксенолиты вмещающих пород, в том числе и вулкаников кендейской свиты. Главной петрографической разновидностью являются лейкократовые биотитовые граниты с сочетанием гипидиоморфнозернистых и микрографических (от 25 до 80 % объема породы) структур. В небольшом количестве фиксируются кварцевые монцониты.

Кайлинский массив представляет собой крупный удлинённый в субширотном направлении плутон в бассейне верховьев р. Кайлы с причудливыми очертаниями контактов и провесами кровли в западной части. По данным А. Б. Дергунова [96], в пределах массива, наряду с биотитовыми разностями, достаточно широким развитием пользуются роговообманково-биотитовые меланограниты. Характерна порфириовидность (30–40 % объема породы) фенокристаллов микроклин-пертита, реже олигоклаза, по периферии которых развиты пегматоидные сростки кварца, и замещение плагиоклаза микроклином; амфибол представлен единичными зернами темно-зеленой со слабым синеватым оттенком обыкновенной роговой обманкой. В юго-восточной части массива развита мощная зона инъекций и мигматизации вмещающих пород малоабаканской толщи. В западной части массив разбит на узкие блоки системой тектонических нарушений Карахольско-Каратошской зоны разломов с образованием широких (до 500–700 м) зон милонизации, выраженной в магнитном поле интенсивной положительной аномалией.

Петрогеохимические особенности джойского комплекса для территории листа М-45 изучены М.Л. Махлаевым [161, 160] и свидетельствуют о его принадлежности к синколлизионной гранитовой формации (гранитоиды S-типа). Гранитоиды характеризуются как высокоглиноземистые породы с некоторым преобладанием калия над натрием. По данным В. Д. Залымана [325], с гранитоидами джойского комплекса связаны рудопроявления вольфрама, молибдена, тантало-ниобатов, полиметаллов, кобальта, железа, флюорита.

Раннедевонский возраст джойского комплекса определяется прорыванием осадочно-вулканогенных отложений позднего силура (шиштыкская серия) и кжебазинской серии раннего девона, а также массивов большепорожского комплекса. Верхняя возрастная граница комплекса легендой Западно-Саянской серии устанавливается по нахождению валунов и гальки гранитов джойского типа в базальных конгломератах саглинской свиты эмса в верховьях рек Ак-Суг и Куже. Эмсу и, отчасти, эйфелю соответствуют имеющиеся из гранитов джойского комплекса [419] изотопные датировки, выполненные рубидий-стронциевым методом по гранитоидам расположенных на смежной территории Алашского (392 ± 15 млн лет), Мунгашакского (401 ± 7 млн лет) и Сютхольского (387 ± 16 млн лет) массивов. В то же время, полученные в последнее время уран-свинцовым методом датировки гранитоидов кубадринского комплекса (373–390 млн лет), являющегося латеральным аналогом рассматриваемого джойского комплекса в Телецко-Чулышманской СФЗ, могут свидетельствовать о более молодом (ранне-среднедевонском или среднедевонском) возрасте последнего. В связи с этим, исследования по точной петрографической и петрогеохимической идентификации джойских гранитоидов и пород в гальках нижнедевонских конгломератов должны быть продолжены.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация (катандинский, югалинский, каракудюрский, козерский комплексы)

Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta$, $\gamma\delta$, $m\gamma$, γD_2k) выделен при составлении Алтайской серийной легенды [283, 449] и

как более ранняя составляющая входит в состав единой катандинско-рахмановской габбро-гранитной серии. Распространен в Холзуно-Чуйской СФЗ и, по нашим представлениям, включает относительно крупные Катандинский, Мультинский, Большесугашский, Катунский, Кыргызский (Акчанский), Кучерлинский, Иолдо, Арасканский, Иедыгемский массивы и ряд более мелких интрузивов, концентрирующихся во фронтальной части Южно-Алтайского мегаблока. С. П. Шокальским с соавторами [283] в составе данного комплекса выделяются три фазы внедрения: в первую фазу включены амфиболовые габбро, габбронориты, диориты; во вторую (главную) — кварцевые диориты, гранодиориты, амфибол-биотитовые меланограниты; в третью (мелкие тела) — биотитовые и двуслюдяные граниты и лейкограниты. Дайки представлены кварцевыми диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Породы первой фазы внедрения катандинского комплекса локализованы в виде небольших линейно-вытянутых интрузий и в составе полифазных массивов, протягивающихся цепочкой вдоль Кучерлинского (Южно-Терехтинского) разлома, а также слагают самостоятельные, относительно крупные (25–60 км²) массивы неправильной формы с глубокими заливами во вмещающие толщи (*Катунский, Кукурийский, Кулагашский*). По данным Ю. С. Перфильева [187], в строении массивов преобладают габбро, переходящие в кварцевые габбро, реже встречаются оливинные габбро и габбронориты. Контактные изменения выражены эпидотизацией, амфиболлизацией, биотитизацией, окварцеванием. Амфиболовые габбро представляют собой серые, темно-зеленые массивные, реже такситовые (при пятнистом распределении темноцветов) породы от мелко- до крупнозернистой структуры, состоящие из сосюритизированного лабрадора и цветных минералов, содержание которых в сумме варьирует от 30 до 60 % и представленными роговой обманкой, клинопироксеном, изредка биотитом. Набор акцессорных минералов включает апатит, корунд, циркон, ильменит и магнетит. Специфическими особенностями пород являются повышенная глиноземистость ($Al_2O_3 = 17,8 \%$) и магнезиальность ($MgO = 7,5 \%$, $FeO^*/MgO = 1,1$) при низкой титанистости ($TiO_2 = 0,6 \%$), щелочности и невысокой калиевости ($Na_2O = 2,2 \%$, $K_2O = 0,6 \%$), что типично для породных ассоциаций известково-щелочной серии. Диориты развиты в резко подчиненном количестве и варьируют до кварцевых диоритов, слагая эндоконтактную зону интрузий, и, по имеющимся данным (К. Г. Богданова), отчетливо прорываются гранодиоритами второй фазы внедрения рассматриваемого комплекса.

Породы второй фазы внедрения занимают основной объем комплекса, слагают самостоятельные довольно крупные (до 70 км²) дискордантные массивы, прорывающие отложения горноалтайской серии кембро-ордовика (*Большесугашский, Иолдо, Кучерлинский, Арасканский*), либо ассоциируют с габброидами и гранитоидами третьей фазы в составе многофазных plutонов. В Кучерлинском массиве резко преобладают кварцевые диориты, в Арасканском и Катандинском массивах — биотит-роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты, в отдельных мелких телах (Ермакский массив) — меланограниты, при этом общей закономерностью является приуроченность наиболее меланократовых разностей к эндоконтактам тел.

Кварцевые диориты и гранодиориты характеризуются умеренной щелочностью, преобладанием Na_2O (3,2 и 3,1 %) над K_2O (2,4 и 2,5 %), высокой известковистостью (0,51 и 0,4), низкой глиноземистостью (индекс Шенда = 0,98 и 1,02) и аспаитностью (0,5 и 0,54), а отличительной особенностью меланогранитов является повышенная до высокой глиноземистость (индекс Шенда = 1,14–1,29). Биотитовые и двуслюдяные мелко-среднезернистые лейкограниты, отнесенные к третьей фазе внедрения, слагают небольшое тело в северной части петротипического *Катандинского* массива.

Возраст катандинского комплекса в соответствии с серийной легендой определялся как среднедевонский. В настоящее время появились Sm-Nd и U-Pb изотопные данные: 400 млн лет – по Н. Н. Круку, С. Н. Рудневу и др. [143]; 401 млн лет – по М. С. Козлову и др. [46]. Они позволяют принять несколько более древний, ранне-среднедевонский возраст комплекса.

Югалинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta-\gamma\delta$, $m\gamma D_{1-2}ju$) объединяет большую группу средних и малых по размерам массивов различной, обычно удлинённой, формы на севере Горного Алтая, локализованных, главным образом, в жестких консолидированных структурах рамы девонских прогибов, в контурах Бийско-Катунской СФЗ и Кебезенского блока Уймено-Лебедской зоны. Характерным для массивов данного комплекса является их удлинённость в соответствии с простираем и коленообразным изгибом основных геологических структур района. Наблюдается пространственная (и не только?) совмещённость в пространстве с ареалов югалинского и несколько более молодого, а по составу более кислого и щелочного гранит-лейкогранитового турочакского комплекса. Нередки и полихронные плутоны, в которых совмещены оба комплекса.

Массивы югалинского комплекса сконцентрированы в двух сближенных ареалах: Югалинском (в Кебезенском блоке) и Элекмонарском. Оба ареала заметно различаются количественными соотношениями пород. В первом ареале преобладают кварцевые диориты, во втором – гранодиориты и меланограниты, сопровождаемые широким развитием более ранних габброидов. Комплекс в современном виде выделен при составлении серийной легенды [449], ранее его петротипический Югалинский (Инской) массив ордовик-силурийского возраста был вычленен из состава Чеборского и Саракокшинского плутонов в результате геологосъемочных работ [320]. В составе югалинского комплекса могут быть выделены три фазы внедрения, имеющие относительно самостоятельное значение в различных ареалах и массивах сложного состава.

Первая фаза включает мелко- и среднезернистые габбро, габбродиориты, габбродолериты, реже – габбронориты, в редких случаях – габбропироксениты. Вторая фаза представлена среднезернистыми и порфиroidными кварцевыми диоритами, диоритами, реже кварцсодержащими и кварцевыми монцодиоритами и монцонитами, а также ограниченно развитыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами и биотитовыми плагиогранитами с постепенными фашиальными переходами к кварцевым диоритам и монцодиоритам. Третья фаза объединяет доминирующие амфибол-биотитовые гранодиориты и подчиненные им количественно меланограниты. В весьма ограниченном количестве в составе данной фазы отмечены амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, с участием лейкогранитов. Жильная

фация комплекса представлена долеритами, габбродолеритами, диорит-порфиритами, а также амфибол-биотитовыми гранодиорит-порфирами и плагиогранит-порфирами. Ранние габброиды иногда слагают отдельные массивы (*Кубинский массив*) или относительно крупные тела внутри сложных по составу многофазных плутонов (*Кукульский, Емулинский штоки в Элекмонарском массиве, южная часть Куюмского массива*). Они составляют до 20 % объема интрузивных пород Элекмонарского ареала. Характерны мелкозернистые, порфириовидные и порфириовые структуры пород, а также шлирово-такситовый их облик за счет меланократовых автолитов – амфиболизированных пироксенитов. Базиты представлены амфиболизированными и амфиболовыми габбро и габбро-норитами с плагиоклазом № 50–80, клино- и ортопироксеном (до 20–30 % гиперстена). В Югалинском массиве диагностируется пижонит и его сростания с ромбическими пироксенами. В значительных количествах присутствует титаномагнетит, магнетит, апатит, иногда – скопления железистого биотита [312]. В переменных количествах нередко присутствует кварц, реже – биотит и микроклин, что придает породам гибридный облик. Низкотитанистые базиты относятся к калиево-натриевой известково-щелочной и, менее, толеитовой сериям. Кварцевые диориты и монцодиориты главной фазы в наибольшей степени развиты в петротипическом *Югалинском массиве*. Для них характерны признаки малоглубинного формирования: неравномернозернистые, порфириовидные до среднезернистых (в Югалинском массиве) и до порфириовой структуры, пойкилобластовые, монцонитовые и микропегматитовые (Толгоекский массив) микроструктуры, а также наличие шлиров малоглубинных габброидов с долерито-офитовой структурой. Биотит-амфиболовые гранодиориты и меланограниты нередко слагают самостоятельные массивы (*Куртугольский, Сайдысский, более мелкие Каракольский, Имуртинский массивы*) или большие площади в Элекмонарском и Югалинском плутонах. Для пород характерны примерно равное развитие биотита и роговой обманки, а также частое присутствие крупных фенокристов андезина. Гранодиориты и меланограниты с несколько повышенной щелочностью в рамках известково-щелочной серии.

Петротипический Югалинский массив и его сателлиты во вмещающих породах кембрия и ордовика образуют широкие (несколько сот метров) контактовые ореолы с формированием золотоносных пироксен-гранатовых и волластонитовых скарнов. Характерной особенностью диоритоидов Югалинского массива является их повышенная калиево-щелочность, петрографически выраженная в широком развитии микроклина с образованием монцонитоидных и коррозионных структур, при этом химический состав данных пород в целом соответствует высококалиевой известково-щелочной серии со слабовыраженным умереннощелочным уклоном. По данным С. Н. Руднева с соавторами [214], содержание большинства редких элементов в породах Югалинского массива в целом соответствует кларковому уровню содержания их в стандартных геохимических типах средних и кислых изверженных пород с пониженными содержаниями Li, Nb, Hf, Th и U. Спектры распределения РЗЭ ($\Sigma = 95–124$ г/т) в породах массива имеют асимметричный характер распределения со слабым европейским минимумом в кварцевых диоритах и гранодиоритах. Для лейкогаббро характерны

повышенные содержания всей гаммы РЗЭ, сопоставимые с концентрациями их в породах шошонит-латитовых серий. По содержаниям (г/т) Rb (130), Ba (600), Sr (263), Y (20,5), Ga (17,6), Nb (10), Ce (45,6), отношениям K/Rb (160) и Rb/Sr (0,5) гранитоиды комплекса соответствуют I-типу гранитов (андезитового ряда – по Л. Таусону), характеризующих активно-окраинно-континентальные геодинамические обстановки, а геологическое положение и особенности химизма югалинских пород свидетельствуют о возможной их принадлежности к зоне тыловых рифтов. Металлогеническое значение югалинского комплекса определяется формированием в экзоконтактах массивов гранодиорит-меланогранитового состава золото-медно-скарновых месторождений и проявлений: Синюхинского, Чойского (на смежной к северу территории), Оюкского.

Возраст югалинского комплекса не всеми его исследователями принимается безусловно. Серийной легендой на основании корреляции его с тельбесским комплексом на листе N-45 был предложен раннедевонский возраст (допускался и более поздний, среднедевонский возраст). В последнее время уран-свинцовым методом по цирконам получена [368] изотопная среднедевонская дата ($383,7 \pm 3,8$ млн лет) из петрогеохимически близких к югалинским гранодиоритов Киндерлинского массива (на карте он включен в состав топольнинского комплекса) западнее Элекмонарского ареала. Наряду с этим, гранодиориты Элекмонарского и Муиртинского массивов югалинского комплекса прорывают отложения эмсской кубойской свиты. С учетом всех имеющихся геологических и изотопных данных принят ранне-среднедевонский возраст рассматриваемого комплекса.

Каракудюрский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v, q\delta - \gamma\delta D_2, kk$) рассматривается как более ранняя составляющая каракудюрско-кубадринской габбро-гранитной серии и развит в восточной части листа M-45, главным образом в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ. Интрузии данного комплекса сгруппированы в трех ареалах: Каракудюрском, расположенном в юго-западной части Телецко-Чулышманской СФЗ, Моген-Буренском – в верховьях рек Моген-Бурен и Чулышман в юго-восточной части данной СФЗ, и в Кельжанатском, локализованном на севере Телецко-Чулышманской зоны в верховьях р. Кокши. Характерным для всех массивов является их конкордантность структурам вмещающих интенсивно метаморфизованных и дислоцированных толщ (главным образом башкаусского и курайского метаморфических комплексов), а также преимущественно диорит-гранодиоритовый состав интрузий нередко сложного внутреннего и зонального строения. Все основные проявления данного комплекса сконцентрированы в узкой полосе по периферии Западно-Саянского мегаблока.

Наиболее хорошо изучены массивы Каракудюрского ареала, имеющие удлиненную и резко-удлиненную в субмеридиональном направлении форму, субсогласную структурам вмещающих метаморфических и слабометаморфизованных пород раннего и среднего палеозоя. По результатам ранее проведенных геологосъемочных работ [316, 317], в составе каракудюрского комплекса выделяются две фазы внедрения: к первой фазе отнесены габброиды, кварцевые диориты и тоналиты, ко второй – гранодиориты, граниты и плагиограниты. По С. П. Шокальскому [283], в формировании массивов данного комплекса принимают участие три фазы внедрения: первая –

габбро и диориты, вторая — кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты, третья — гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты. По данным Н. Н. Амшинского с соавторами [9], разнообразные породы Каракудюрского массива (от гранитов до диоритов) связаны постепенными переходами.

Петротипический *Каракудюрский массив* расположен в южной части Телецкого блока, где прорывает метаморфические сланцы башкаусского комплекса, прослеживаясь в субмеридиональном направлении более чем на 45 км при ширине от 2 до 8 км. Породы первой фазы представлены биотит-амфиболовыми диоритами, реже — габбро, с которыми диориты образуют постепенные переходы, а также амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами, преобладающими среди пород данной фазы и также связанными друг с другом постепенными переходами. Иногда, что зафиксировано в сателлите данного массива в междуречье Каракудюр—Терехта, кварцевые диориты-тоналиты имеют «припаянные» магматические контакты с диоритами и содержат ксенолиты последних и, вероятно, могут быть выделены в самостоятельную фазу внедрения.

Породы второй фазы представлены биотитовыми гранодиоритами и гранитами, реже — двуслюдяными гранитами, с постепенными взаимопереходами. Среди двуслюдяных гранитов присутствуют участки микроклиновых лейкогранитов, в качестве краевой фации развиты мелкозернистые граниты. Редкие жильные образования представлены лейкогранитами и аплит-пегматитами.

Внутреннее строение Каракудюрского массива характеризуется зональностью, при этом периферические его части сложены породами первой фазы, а центральные зоны — гранодиоритами, меланогранитами и гранитами с подчиненным количеством диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. На геологической карте отражена версия о принадлежности слюдяных гранитов второй и третьей «фаз» в центральной части плутона к гранитовому кубадринскому комплексу, породы которого наращивают гранитоидную плосу непосредственно к югу от Каракудюрского плутона. Граниты и меланограниты «второй фазы» в данном массиве характеризуются высокой глиноземистостью (индекс Шенда равен 1,22). Контактный метаморфизм выражен образованием кварц-биотитовых роговиков по метаморфическим сланцам башкаусского комплекса в полосе шириной более 100 м. Нередко фиксируется развитие мигматитов (ширина зон полосчатых мигматизированных пород достигает 200—600 м) и метасоматитов с микроклином, эпидотом, пироксеном и амфиболом, более характерных для восточного контакта Каракудюрского массива.

Другие массивы каракудюрского комплекса, за исключением Кубадринского массива, где также развиты габброиды и биотит-амфиболовые гранодиориты данного комплекса, менее изучены и характеризуются более однородным строением, в их составе обычно доминируют биотит-амфиболовые гранодиориты и диориты, иногда — амфибол-биотитовые тоналиты и плагиограниты, реже — граниты при ограниченном развитии габброидов и диоритов. Характерным является развитие приконтактных гидротермальных изменений и образование микроклин-эпидот-амфиболовых метасоматитов.

В Кельжанатском (Телецком) ареале каракудюрского комплекса наиболее типичным и крупным является *Окуневский массив*. Он сложен гнейсовидными средне-крупнозернистыми гранитоидами, по составу обычно соответствующими биотитовым гранодиоритам и адамеллитам, с участками blastsцементных структур, гранобластовых и порфиробластовых структур. По данным А. Б. Дергунова [96], иногда присутствуют крупные (до 15 см в длину) порфиробласты полевого шпата, чаще представленного микроклином с включением корродированных зерен плагиоклаза. В южной периферической (эндоконтактовой) части Окуневского массива породы по составу приближаются к тоналитам и кварцевым диоритам при уменьшении количества калишпата и увеличении (до 20 %) содержаний биотита, при этом контакты с кристаллосланцами курайского комплекса нечеткие, через зону промежуточных разностей (корневая зона плутона); в то же время в северном экзоконтакте данного массива фиксируется развитие кварц-плагиоклаз-биотитовых, кварц-биотитовых и кварц-биотит-кордиеритовых роговиков.

В южной части Телецко-Чулышманской зоны (Каракемский ареал) типичными являются *Язулинский* и *Маярыкский массивы*, вытянутые в северо-западном направлении, имеющие сложные очертания и сложенные крупнозернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и, в центральных частях массивов, резко подчиненными количественно гранитами с характерным крупночешуйчатым биотитом, связанными с гранодиоритами постепенными переходами. По данным А. Б. Дергунова [94], породы зоны эндоконтакта представлены мелко- и среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, также связанными постепенными переходами с гранодиоритами главной фазы комплекса. В целом, диориты и кварцевые диориты каракудюрского комплекса обнаруживают умереннонатриевый уклон и принадлежность к известково-щелочной серии пород нормальной щелочности. Уверенно определяется также принадлежность рассмотренной породной ассоциации данного комплекса к орогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, а гранитоидов – к гранитам I-типа (андезитового ряда – по Л. В. Таусону) активно-окраинно-континентальной геодинамической обстановки. По данным С. Н. Руднева с соавторами [214], гранитоиды петротипического ареала каракудюрского комплекса, в целом, характеризуются значительными вариациями содержаний редких и редкоземельных элементов (г/т): Rb (37–166), Sr (100–348), Nb (6–14), Y (13–27), Ta (0,4–2,1), Zr (до 2370), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и отрицательным минимумом по европию. Металлогения большинства массивов комплекса в основном изучена слабо, тем не менее, в отдельных случаях с гранитами и метасоматитами Каракудюрского массива связаны проявления меди и повышенные (0,5–0,7 г/т) содержания золота, а с габброидами и лабрадоритами первой фазы комплекса в Моген-Буренском ареале – рудопроявления титана.

Возраст каракудюрского комплекса Алтайской серийной легендой определяется как раннедевонский, что подтверждается [283] радиологической изотопной (U-Pb-метод по цирконам) датировкой ($406,1 \pm 2,1$ млн лет). В то же время, пространственная близость и сходство состава каракудюрских породных ассоциаций с массивами Тускульского ареала одноименного комплекса,

прорывающими отложения кубойской и нырнинской свит раннего—среднего девона, может свидетельствовать о ранне-среднедевонском возрасте каракудюрского комплекса. При этом, в латеральном ряду интрузивных комплексов габбро-диорит-гранодиоритовых формаций Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса с диахронным скольжением возрастных границ каракудюрский комплекс занимает промежуточное положение между раннедевонским большепорожским Западного Саяна и катандинским комплексом Холзуно-Чуйской СФЗ, с которыми отчетливо коррелируется по вещественному составу и геологическому положению.

Козерский диорит-гранодиоритовый комплекс ($m\gamma$ — $p\gamma$, $q\delta$ — $\gamma\delta D_{1-2}k$) выделен в соответствии с легендой Западно-Саянской серии. Комплекс был выделен П. С. Антоновым и позднее описан В. Я. Миллером и М. Л. Махлаевым [390] в качестве третьей фазы Шапшальского плутона (диоритовый и плагиогранитовый типы — по В. Я. Миллеру) и, частично, малоабаканского комплекса. В настоящее время как самостоятельный раннедевонский козерский комплекс охарактеризован В. Д. Зальцманом [325] и рассматривается как петрографически пестрая породная ассоциация габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, слагающих штоки и субпластовые, трещинные и каркасные интрузии и дайки микродиоритов, кварцевых микродиоритов, микрогранодиоритов и плагиогранит-порфиоров. По мнению М. Л. Махлаева, существенной чертой комплекса является посткинematический характер интрузий, определяемый на основании их локализации в зонах послегранитных (последжойских) крупноамплитудных сдвигов. В состав козерского комплекса включены гипабиссальные массивы, сложенные преимущественно роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами, связанными постепенными фациальными переходами с амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и низкощелочными гранитами (адамеллитами) при подчиненном развитии нормальных гранитов и плагиогранитов. При этом весьма возможно, что рассматриваемые Западно-Саянской серийной легендой [375] в составе первой фазы комплекса габброиды и долериты, обычно слагающие дайки и субпластовые интрузивные залежи, вероятнее всего, относятся к более позднему малоабаканскому комплексу и в совместном залегании с породами собственно козерского диорит-гранодиоритового комплекса не установлены.

Петротипический *Козерский массив* (3×7 км) расположен в левом борту р. Козер. По данным Т. С. Гостевой, сложен амфибол-биотитовыми адамеллитами и гранодиоритами, при этом последние слагают краевые части данного массива, на севере прорывающего раннедевонские вулканогенные отложения Козерского прогиба. *Кара-Сулукский массив* расположен в районе горы Кара-Сулук и в правобережье р. Кара-Сулук и при общей ширине до 4—5 км также вытянут в субширотном направлении более чем на 15 км, а на юго-востоке прорывает гранитоиды Ташту-Хольского массива. В составе массива преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, среди которых встречаются плагиограниты, равномерно развиты кварцевые диориты и диориты. *Яхан-Соринский массив* большей частью локализован в зоне Шапшальского разлома и вытянут в северо-западном направлении на 40 км. Сложен катаклазированными кварцевыми диоритами с подчиненным ко-

личеством гранодиоритов и гранитов. Более мелкие массивы комплекса преимущественно кварцдиоритового и гранодиоритового состава локализованы также в северной части Шапшальского плутона и в Алашской зоне разломов.

Возраст козерского комплекса устанавливается условно как ранне-среднедевонский по прорыванию массивами пород данной породной ассоциации гранитоидов джойского комплекса и отложений кендейской свиты раннего девона, при этом верхняя возрастная граница комплекса остается неопределенной. Фиксируется его определенное сходство с каракудюрским габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом соседней к западу Телецко-Чулышманской СФЗ, латеральным аналогом которого он является.

Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (рахмановский, кубадринский комплексы)

Рахмановский гранодиорит-гранитовый комплекс ($\gamma\delta$, γD_2r) наращивает ареал развития интрузивов катандинского комплекса на юг и юго-восток и объединяет большое количество массивов в пределах Холзуно-Чуйской СФЗ на юге Горного Алтая и на сопряженной территории Казахстана. Характерно сочетание дискордантных и конкордантных форм залегания массивов различной конфигурации и размеров. По сравнению с массивами катандинского комплекса, часто локализованными в метаморфических сланцах терехтинского комплекса, массивы рахмановского комплекса, расположенные среди менее метаморфизованных пород горноалтайской серии, более изометричны (Тальменский, Рахмановский, Шихалихинский и другие массивы). Для всех массивов рахмановского комплекса характерен доминирующий гранитовый состав при резкой количественной подчиненности более меланократовых и более лейкократовых разновидностей, что позволяет обосновать его принадлежность к гранитовой формации.

В составе комплекса предлагается выделять три фазы внедрения [283]: порфиroidные биотитовые, иногда амфиболсодержащие меланограниты и гранодиориты первой фазы, порфиroidные крупнозернистые биотитовые граниты второй фазы, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты третьей фазы. Жильные образования представлены гранит-порфирами, микрогранитами, аплитами, пегматитами, обычно слагающими маломощные дайки преимущественно северо-западного простирания. Нередко в гранит-порфирах и лейкократовых микрогранитах развиты гранофиroidные и микропегматитовые структуры. Контактное воздействие гранитоидов выражено развитием широких (до 1 км) ореолов биотитовых, кордиерит-биотитовых, эпидот-биотитовых и амфибол-плаггиоклазовых роговиков.

По результатам геологосъемочных работ [187], гранодиориты первой фазы сильно уступают по распространенности гранитам и развиты, в частности, в северной периферической части крупного *Язово-Черновинского массива* и в восточной части петротипического *Рахмановского массива*, расположенных в основном на территории соседнего Казахстана, где представлены серыми и зеленовато-серыми породами среднезернистой или круп-

нозернистой, иногда слабопорфировидной структуры, часто неоднородного облика из-за присутствия в них более меланократовых участков и в различной степени переработанных ксенолитов более основных пород катандинского комплекса. Минеральный состав гранодиоритов характеризуется резким преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и присутствием в повышенных количествах биотита и изредка роговой обманки, с подчиненным количеством мусковита. Неравномерное распределение темноцветов и аксессуарных минералов, представленных апатитом, цирконом, магнетитом и сфеном, придает породам такситовый облик.

Гранитоиды второй фазы доминируют в большинстве массивов комплекса, слагая, в частности, *Тальменский массив*, расположенный на западе общего ареала развития массивов рахмановского комплекса. Он прорывает терригенные отложения среднекембрийско-раннеордовикской горноалтайской серии и ордовикской бирюксинской свиты. Данный массив имеет округленно-клиновидную форму с удлинением в запад-северо-западном направлении и размеры 10×16 км. По данным Ю. С. Перфильева [187], массив имеет однородное, простое внутреннее строение, являющееся результатом однофазного формирования, и сложен неравномернозернистыми, слабопорфировидными биотитовыми гранитами с микропегматитовыми кварц-микроклиновыми срастаниями. Биотитовые граниты фациально переходят в двуслюдяные и мусковитовые более лейкократовые.

Петротипический *Рахмановский массив* имеет сложные ограничения с погружением кровли в средней части, занимает преимущественно конкордантное положение среди терригенных отложений кембро-ордовика и значительной западной частью расположен на территории Казахстана при общей удлиненности в субширотном направлении. Меланограниты, в меньшей степени гранодиориты, относимые к первой фазе комплекса, слагают северо-восточную и восточную части массива, породы южной части массива в подавляющем большинстве представлены среднезернистыми, порфировидными и слабопорфировидными биотитовыми гранитами. Кроме того, в южной части массива распространены лейкократовые средне-мелкозернистые разности гранитоидов с фациальными вариациями от собственно биотитовых гранитов до мусковитовых лейкогранитов, относимые, по данным В. И. Тимкина с соавторами [433], к породам второй фазы. Набор аксессуарных минералов Рахмановского массива, наряду с широко распространенными цирконом, сфеном, гранатом, ильменитом, гематитом, пиритом, апатитом, в ряде случаев – магнетитом, включает турмалин, молибденит, редко – рутил, флюорит, шеелит. В зоне крупных разломов породы массива приобретают директивную текстуру и рассланцовку, в целом же вещественный состав и структурно-текстурный облик рахмановских гранитоидов весьма устойчивы. Постинтрузивные метасоматические изменения в гранитах Рахмановского массива проявлены довольно широко, более всего они приурочены к зонам разломов и их сочленения. Наряду с альбитизацией и более широкой грейзенизацией распространены алуанит-цоизит-альбит-кварцевые метасоматиты, с постепенными переходами к неизмененным гранитам. В экзоконтактных зонах массива, мощностью от десятков метров до 150 м, почти повсеместно отмечается развитие мигматитоподобных пород с гнейсовидными и сланцеватыми текстурами, где

интенсивно измененные полосчато-прожилковидные породы пропитаны прожилками, жилами, линзовидными телами гранитного материала, количество которых постепенно уменьшается от контакта, и мигматитоподобные образования постепенно переходят в полосчатые (по слоистости) роговики [433].

Подобные метаморфические процессы на контактах гранитоидов *Быструхинского массива* фиксируются также в Быструхинском аллохтоне и в ряде других мест. Таким образом, массивы размановского комплекса в меньшей мере, но также подобно джойской (западноаянской) и каракудюрско-кубадринской гранитным сериям обнаруживают связь с плутоно-метаморфическими комплексами. Часто по гранитоидам формируются катаклазиты.

С определенной долей условности к рахмановскому комплексу отнесен *Бирюксинский массив*, полностью локализованный в пределах одноименного прогиба и прорывающий вулканогенные отложения коргонской свиты. Данный массив имеет значительные размеры (17×10 км) и удлинение в северо-восточном направлении согласно границам Южно-Алтайского мегаблока и представляет собой полифазный сложнопостроенный конкордантный плутон со сложными заливообразными ограничениями и многочисленными сателлитами. В виде отдельных мелких штоков развиты диоритоиды, относящиеся, вероятно, к катандинскому комплексу и прорванные гранитоидами, представленными, по данным Е. С. Левицкого [149], среднезернистыми, иногда слабопорфировидными роговообманково-биотитовыми гранитами и биотитовыми лейкогранитами. В эндоконтактах массива развиты гранодиориты, связанные с гранитами постепенными переходами. Не менее возможно отнесение данного массива и к майорскому комплексу в северо-восточном направлении согласно границам немисленными сателлитами.

Химический состав гранитоидов комплекса и Рахмановского массива характеризует их как высокоглиноземистые породы известково-щелочной серии нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,61\%$ в меланогранитах, до $7,57\text{--}7,76\%$ в лейкогранитах при SiO_2 от $66,5\%$ до $74\text{--}75\%$). От гранодиоритов к лейкогранитам наблюдается рост средних значений коэффициентов глиноземистости ($1,03\text{--}1,19$), калиевости ($0,43\text{--}0,53$) и агпаитности ($0,62\text{--}0,73$) при снижении известковистости ($0,29\text{--}0,07$) и относительно стабильных коэффициентах железистости ($0,59\text{--}0,71$) и окисленности железа ($0,25\text{--}0,27$). В целом, геологическое положение, петрогеохимический состав и петрогеохимические показатели, включая содержания (г/т) в меланогранитах массива Rb (335), Sr (122), Y (24,2), Nb (24), Zr (133), позволяют относить данные образования к палингенным гранитоидам известково-щелочной серии (синколлиззионные граниты S-типа) и к гранитовой формации инверсионной стадии развития складчатых областей.

Возраст рахмановского комплекса достаточно однозначно не определяется. Относительно достоверно устанавливается верхняя возрастная граница по прорыванию гранитоидов дайками урсульского габбро-долеритового комплекса. Имеющиеся изотопные датировки (U/Pb методом по цирконам) имеют значительный разброс: $371\text{--}389$ млн лет [433], 389 ± 50 , 375 ± 11 и 324 ± 4 млн лет [283, 368]. Кроме того, из южной части Рахмановского батолита Rb-Sr методом получен возраст $420 \pm 7,7$ млн лет. По данным А. В. Плотникова и Н. Н. Крука, возраст S-гранитов рассматрива-

емого комплекса соответствует границе среднего и позднего девона (380 млн лет). Принимая во внимание имеющиеся данные и корреляцию со сходными батолитовыми гранитоидными образованиями региона (кубадринский, турочакский комплексы), на данном этапе исследований с некоторой долей условности принимается среднедевонский возраст данного комплекса, но не менее вероятным является и более молодой средне-позднедевонский возраст рахмановских гранитоидов.

Кубадринский гранодиорит-гранитовый комплекс ($\gamma\delta$, γ , $1\gamma D_2 kb$) расширяет ареалы каракудюрского комплекса, слагая большое количество массивов различного размера в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ, локализованных как в относительно слабометаморфизованных кембрийских отложениях, так и в метаморфических образованиях курайского комплекса, где обнаруживают признаки мигматит-плутонов и ядерных частей гранито-гнейсовых куполов. Гранитоиды кубадринского комплекса нередко, что, в частности, фиксируется в петротипическом Кубадринском массиве, обнаруживают тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь с габбро-диорит-гранодиоритовой породной ассоциацией каракудюрского комплекса, при этом типичные для последнего биотит-амфиболовые гранодиориты иногда являются вмещающими для порфириовидных биотитовых гранитов главной фазы кубадринского комплекса, фациально варьирующих до подчиненных им количественно биотитовых гранодиоритов и меланогранитов.

В составе комплекса Алтайской серийной легендой [283] выделяются три фазы внедрения: первая, включающая порфириовидные и гнейсовидные биотитовые меланограниты и гранодиориты, вторая (главная) — порфириовидные, нередко гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты и третья, в которую выделяются также часто огнейсованные двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты. При этом во многих массивах и некоторых ареалах данного комплекса породы первой и третьей фаз внедрения развиты очень ограниченно, описаны фациальные и постепенные петрографические и петрогеохимические переходы между порфириовидными гранитами и их меланократовыми и лейкократовыми разновидностями, а гранодиориты часто отсутствуют.

Породы кубадринского комплекса образуют массивы различной, сложной до амебообразной формы, подчиненной структуре вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов курайского метаморфического комплекса, в слабометаморфизованных породах кембрия граниты образуют секущие границы с образованием ореолов ороговикования, но также обычно конкордантны складчатой или динамометаморфической структуре толщ. При этом развиты как гнейсовидные, автохтонные граниты и гранитогнейсы, обычно слагающие мелкие тела и серии линзовидных и жилообразных тел среди метаморфических пород и некоторыми исследователями рассматриваемые отдельно в связи с курайским комплексом [316, 317], так и относительно массивные, иногда гнейсовидные только в приконтактовой части и массивные, порфириовидные граниты, образующие крупные массивы обычно удлиненной, реже субизометричной формы (Чульчинский, Токпакский и ряд более мелких тел).

Породы главной фазы, слагающие более 90 % объема кубадринского комплекса, представлены средне- и крупнозернистыми, часто порфириовид-

ными биотитовыми гранитами. Порфириовидность создается наличием кристаллов плагиоклаза размером от 0,5–1,5 мм до первых сантиметров, нередко обрастающих каймой калишпата и слагающих от 5 до 50 % объема породы. Основная масса гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая, сложена более идиоморфным плагиоклазом (30–40 %), кварцем (25–35 %), калишпатом (около 30 %) и биотитом (2–10 %). Калишпат часто ксеноморфный, представлен микропертитом и микроклином, кварц нередко гранулирован, встречается также в виде мирмекитовых вростков в микроклине, биотит нередко имеет красноватый оттенок, железистость до 50 % с вариацией до лепидомелана, иногда развит мусковит. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, в единичных зернах иногда присутствуют турмалин, гранат, флюорит, в протолочках из гранитов Каракудюрского массива присутствует корунд.

Большинством исследователей в отдельную фазу кубадринского комплекса выделяются мусковитовые и двуслюдяные, часто гнейсовидные лейкограниты, слагающие наибольшие объемы гранитных тел, а также относительно крупные тела лейкократовых гранитогнейсов в породах курайского комплекса. Данные породы сложены равными количествами кислого, иногда зонального плагиоклаза (олигоклаз-альбита), микроклина и кварца с небольшой примесью биотита, реже мусковита. К этой же фазе могут быть отнесены в основном жильные микрограниты и аплиты с микропегматитовой структурой, а также гранит-порфиры, микрогранит-порфиры и пегматиты. Характерными породами среди пород поздней фазы являются амфиболсодержащие альбититы и шеелитоносные аплиты и аплитовидные граниты с гнейсовидной текстурой, в Кубадринском массиве пространственно связанные с гранитными очковыми blastomilonитами. Последние в целом аналогичны развитым в южной части Шапшальского плутона и являются результатом более поздних наложенных динамометаморфических процессов.

Петротипический *Кубадринский массив* расположен в междуречье Кубадру–Кысхыштубек. На востоке прорывает дислоцированные отложения нижнекембрийской тыдтуярыкской свиты с образованием зон контактовых роговиков и развитием процессов амфиболизации, альбитизации и скаполитизации, на западе фиксируется сложный переход гранитоидов к мигматизированным и диафторированным кристаллическим сланцам курайского метаморфического комплекса; на севере и на юге массив ограничен разрывными нарушениями субширотной ориентировки. Кубадринский массив имеет сложное внутреннее строение с локализацией во внутренних частях плутона линейных и линзовидных тел кварц-диорит-гранодиоритового состава. Основной объем данного плутона сложен крупнозернистыми и порфириовидными биотитовыми гранитами, в которых иногда фиксируется присутствие ксеногенных обломков мелкозернистых меланогранитов и тоналитов, вместе с кварцевыми диоритами, вероятней всего, относящихся к каракудюрскому комплексу.

Чейбеккольский и Шавлинский массивы, в отличие от петротипа, уже полностью располагаются среди метаморфических пород и сложены высокоглиноземистыми гнейсовидными неравномернозернистыми, иногда порфириовидными биотитовыми гранитами, гранодиоритами и гранитогней-

сами. Центральные части сложены относительно массивными, катаклазирванными, а периферические — гнейсовидными разностями, постепенно переходящими в гранитогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы. Контакты с вмещающими породами обычно расплывчатые, редко — резкие, ассоциированные с ними мелкие тела сложены биотитовыми гранитогнейсами, лишенными гранитных структур и обнаруживающими признаки метасоматического происхождения [130]. По составу последние нередко соответствуют биотитовым плагиогранитам, при увеличении количества микроклина переходящим к гранитам, в составе которого фиксируется примесь мусковита и силлиманита. Гранодиориты Чейбеккольского массива характеризуются высокой глиноземистостью, пониженной известковистостью и щелочностью при незначительном преобладании натрия над калием.

К группе преимущественно гнейсовидных гранитоидов относится еще целый ряд массивов в Чульчинском, Моген-Буренском и Верхне-Абаканском блоках (Шавлинский, Чульшманский, Калбакаинский, Акхольский, Алтынтаусский, Абаканский и другие массивы), вероятно, представляющих собой автохтонные и параавтохтонные гранитоидные фации данного комплекса, непосредственно связанные с корневыми зонами области гранитообразования. Крупный *Бугузунский (горы Черная) массив* в верховьях р. Башкаус окаймлен широкой полосой мигматитов и характеризуется наличием многочисленных тел габброидов и диоритоидов каракудюрского комплекса, а также гнейсовидных, полосчатых (мигматитоподобных) и гранобластовых разностей гранитоидов, принадлежащих уже к кубадринскому комплексу. Среднезернистые и порфириовидные биотитовые граниты кубадринского комплекса слагают *Акхольский (Аккульский) массив*.

К кубадринскому комплексу относится также группа массивов, полностью локализованных среди относительно слабометаморфизованных отложений кембрия (серия массивов в низовьях р. Чульшман, Камтыдтугемский, Токпакский и другие массивы). Типичен в этом плане *Токпакский массив*, расположенный в междуречье Мал. Кокоря—Токпак, имеющий овальную, несколько вытянутую в восток-северо-восточном направлении форму и небольшие (6×4 км) размеры. Контактное воздействие гранитоидов массива на терригенные отложения горноалтайской серии выражено мощным (до 1 км) ореолом биотитовых роговиков, прослеживающимся на северо-восток на значительное расстояние. Массив сложен средне- и крупнозернистыми, слабопорфириовидными биотитовыми гранитами с вариациями от меланогранитов в юго-восточной эндоконтактной зоне до лейкократовых разностей в средней части массива, породы жильной фазы представлены маломощными (обычно 0,5 м) телами аплитов и гранит-порфиоров.

Самым малоглубинным представителем кубадринского комплекса является, по-видимому, *Онышский массив*, выделенный С. П. Шокальским в Серийной легенде к Госгеолкарте-200 в петротип самостоятельного гипабиссального онышского комплекса. Онышский массив достоверно прорывает туфы трахиандезитов кужебазинского вулканического комплекса. В нем доминируют мелко-среднезернистые биотитовые лейкограниты. Определение возраста уран-свинцовым методом по цирконам ($412,1 \pm 3,3$ млн лет) свидетельствует о раннедевонском (пражском) возрасте лейкогранитов Онышского массива. По данным С. Н. Руднева с соавторами [214], по химическому составу

породы Онышского массива соответствуют гранитоидам известково-щелочной серии (г/т): Nb (12), Y (21), Ta (1,1), Σ PЗЭ (107), при этом для них характерны более низкие содержания Sr (80), Zr (88), тяжелых редкоземельных элементов, Ta, Th, U, но более высокие — Ba и Y, гранитоидов.

Кроме типичных представителей параавтохтонных и аллохтонных гранитоидов, имеются массивы со смешанными характеристиками, примером которых может быть крупный *Абаканский плутон* в северной части Телецко-Чулышманской зоны. По целому ряду признаков, к которым, наряду с характерным петрогеохимическим составом, можно отнести полифациальный характер кубадринского комплекса при слабой дифференцированности состава пород по кремнезему, синхронность накоплению континентальной красноцветной молассы и наземных вулканогенных формаций и процессам регионального метаморфизма, определяется принадлежность рассматриваемой породной ассоциации к гранитовой или гранит-лейкогранитовой формации стадии консолидации складчатых областей. Для химизма кубадринских гранитоидов в целом характерна высокая глиноземистость и низкая апгаитность при преобладании калия над натрием, что наряду с содержанием таких элементов как Zr, Nb, Y, Ce, величиной отношений K/Rb (158), Ba/Rb (3,0) и Rb/Sr (1,99) и геологическим положением данных пород в зоне высокоградиентного метаморфизма, соответствует петрогеохимическим показателям лейкократовых комплексов коллизионных гранитоидов S-типа или палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда.

Металлогения кубадринского комплекса остается малоизученной, главным образом в связи с труднодоступностью основных ареалов его развития. По аналогии с джойским комплексом можно предполагать развитие редкометалльной и редкоземельной минерализации. В Моген-Буренском ареале комплекса в одноименном и Чулышманском блоках юго-восточной части Телецко-Чулышманской СФЗ с мелкими трещинными телами лейкократовых микроклиновых гранитов (вероятней всего, данного комплекса) связываются [448] проявления, точки минерализации и повышенные содержания висмута, сурьмы, меди, мышьяка, золота. Характерен мелкий *Дуругсугский массив* Моген-Буренского очагового ареала, к которому приурочено проявление комплексной сурьмяно-мышьяково-медной минерализации с повышенным содержанием вольфрама.

Возраст кубадринского комплекса определяется серийной легендой как раннедевонский, что обосновывается корреляцией его по составу и геологической позиции массивов с джойским комплексом Западного Саяна, с которым он образует единый батолитовый пояс [283]. Но поскольку граниты главной фазы кубадринского комплекса прорывают массивы каракудюрского комплекса с возрастом D_{1-2} , они могут иметь по крайней мере тот же возраст — D_{1-2} . В настоящее время получены первые данные изотопного датирования пород кубадринского комплекса U-Pb методом по цирконам [237, 143, 368]. Кроме раннедевонской даты по лейкогранитам гипабиссального Онышского массива — $412,1 \pm 3,3$ млн лет, получена раннедевонская цифра по гранитам мезоабиссального Камтыдтугемского массива — $401,7 \pm 8,6$ млн лет (также U-Pb-метод по цирконам). Среднедевонский изотопный возраст (390 млн лет) показали массивные крупнозернистые

порфиroidные граниты из петротипического Кубадринского плутона. Позднедевонские определения возраста уран-свинцовым методом получены для крупнозернистых порфиroidных биотитовых гранитов главной фазы Кубадринского массива ($373,3 \pm 6,5$ млн лет), для гранитов Токпакского массива — 354 ± 6 млн лет (К-Аг метод). В данном отчете с определенной долей условности принимается ранне-среднедевонский возраст кубадринского комплекса, но не менее вероятным рассматривается и более поздний, среднедевонский или позднедевонский возраст данных магматических образований. В целом, кубадринский комплекс уверенно коррелируется с джойским гранитовым комплексом Западного Саяна и занимает промежуточное положение (между джойским и рахмановским комплексами) в латеральном ряду гранитоидных формаций ранне-среднедевонского Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса с диахронным скольжением возрастных границ данных породных ассоциаций с востока на запад.

Граносиенит-гранит-лейкогранитовая формация (турочакский, майорский комплексы), щелочно-гранитовая формация (майорский комплекс)

Турочакский гранит-лейкогранитовый комплекс (γ - $l\gamma$, $\epsilon\gamma$ - $\epsilon l\gamma D_2 t$) объединяет большую группу различных по размерам и форме массивов и пространственно сопряжен с ареалами развития более ранних интрузий югалинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, наращивая их на север, восток и юго-восток. В ряде случаев, в гранит-лейкогранитовых массивах турочакского комплекса фиксируется присутствие ксенолитов югалинских габброидов, диоритоидов и гранодиоритов, с которыми рассматриваемые породные ассоциации, вероятно, образуют единую габбро-гранитную серию. Массивы турочакского комплекса сконцентрированы в трех очаговых ареалах: Турочакском, Майминском, Сумульгинском.

В составе турочакского комплекса Алтайской серийной легендой [283, 449] выделяются три фазы внедрения: к первой фазе отнесены амфибол-биотитовые гранодиориты, граносиениты и меланограниты, ко второй — умереннощелочные биотитовые граниты, к третьей — биотитовые и двуслюдяные лейкограниты и аляскиты.

Породы, выделяемые в первую фазу турочакского комплекса, пользуются в пределах петротипического Турочакского и других массивов гранит-лейкогранитового состава весьма ограниченным распространением, слагающая мелкие ксенолитоподобные с переработанными контактами тела, несут признаки проявления интенсивных метасоматических процессов. Петрогеохимический состав турочакских гранитоидов подвержен значительным колебаниям и вариациям как в разных ареалах, так и внутри конкретных ареалов их развития. Мелано- и мезократовые граниты Майминского ареала (*Майминский* и *Каратурукский массивы*) могут быть отнесены к известково-щелочной серии с несколько повышенной общей щелочностью ($N_2O = 4,01$ %, $K_2O = 3,79$ % при $SiO_2 = 71,46$ %), а более лейкократовые граниты *Чеборского* и *Урчинского массивов* Турочакского ареала характери-

зуются чуть более высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 4,44 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,82 \%$ при $\text{SiO}_2 = 73,41 \%$), свойственной уже умереннощелочным сериям. В Турочакском ареале слагающие его массивы, в целом, характеризуются равными соотношениями гранитовых и лейкогранитовых разностей, а также отношением натрия к калию: от преобладания первого в Урчинском массиве (на юге ареала) до преобладания калия в петротипическом Турочакском массиве на смежной к северу территории. Расположенный между ними Чеборский массив имеет промежуточные, примерно равные, соотношения натрия и калия. При этом количество лейкократовых разностей увеличивается от Урчинского к Турочакскому массиву. Для гранитоидов Майминского ареала характерны биотитовые граниты нормального ряда с незначительным преобладанием натрия (*Каратурукский, Майминский массивы*), менее – умереннощелочные лейкограниты с преобладанием калия (*Кыбытский массив*). В наименее изученном Сумультинском ареале (*Чемальский, Сумультинский, Ачилманский, Верхне-Ложинский массивы*), по данным А. Ф. Белоусова [21], развиты средне- и крупнозернистые, нередко порфириовидные биотитовые «щелочные» граниты, в то же время более изученная [401] северная часть Верхне-Ложинского массива имеет однородный состав с развитием биотитовых лейкогранитов нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} = 3,88 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,81 \%$ при $\text{SiO}_2 = 76,02 \%$). Характерным, особенно для массивов Турочакского ареала, является развитие процессов кремнещелочного метасоматоза с формированием фельдшпатолит-грейзеновой формации и перспективами на W, Mo, Sn, что подтверждается наличием грейзеновых и кварцево-жильных вольфрамовых проявлений. По данным К. Л. Новоселова [173], в гранитоидах Турочакского ареала присутствуют аксессуарные самородные минералы, представленные оловом (0,02 г/т), ферритом, свинцом и висмутом, что отличает их от гранитов югаинского комплекса Синюхинского рудного поля, где фиксируется присутствие самородных золота, меди, графита и ртути. При этом содержание олова в умереннощелочных лейкогранитах главной фазы в отдельных случаях достигает 0,2 г/т. Вмещающие породы в экзоконтактах массивов комплекса интенсивно изменены в ореоле до 1 км и более с образованием скарнов, сформированных по катаклазированным и брекчированным породам. В Сумультинском ареале, в пределах Чемальско-Сумультинского и Ачилманского массивов развиты преимущественно лейкократовые разности биотитовых гранитов с вариацией до калиевых (альбит-микроклиновых) субщелочных лейкогранитов характерного пегматоидного и, иногда, порфириовидного облика. В приконтактных зонах первого, имеющего резкое удлинение в северо-западном направлении, развиты тела (или зоны) резко порфириовидных гранитов и гранит-порфиров с округлыми и неправильными фенокристаллами кварца, реже щелочного полевого шпата, а в западных эндо- и экзоконтактах Ачилманского массива присутствуют (фиксируются в глыбовых развалах) тела мощностью до первых десятков метров порфириовидных диоритоидных пород гибридного облика. Турочакские граниты близки к высокоглиноземистой гранитоидной серии S-типа, но одновременно обнаруживают сходство (что более характерно для лейкогранитов Турочакского ареала) с анорогенными гранитоидами A-типа. От последних турочакские гранитоиды отличаются пониженными содержаниями

(г/т) Nb (13–18), Zr (43–66), Y (11–20), Ta (1,1–1,5) при значительных вариациях Rb (103–241), Sr (41–130) и Ba (82–358), асимметричных спектрах распределения РЗЭ (66–132 г/т) и наиболее выраженном минимуме по европию.

К диагностическим формационным признакам турочакского комплекса можно отнести: полифациальный характер, разнообразие структурно-текстурных особенностей и петрогеохимический состав турочакских гранитоидов (практически полное отсутствие гранодиоритов и меланогранитов), их ассоциация с наземными вулканическими риолитоидными формациями (саганский комплекс) и накоплением континентальной красноцветной молассы (нырнинская и саганская свиты), совмещенность с высокоградиентными метаморфическими комплексами, связь с глубинными разломами, широкое развитие в породах мусковита и неупорядоченного калишпата.

Решение вопроса о возрасте турочакского комплекса неоднозначно из-за отсутствия определенных, тектонически не дислоцированных, соотношений массивов с отложениями девона. В серийной легенде приведен среднедевонский возраст. Верхняя возрастная граница комплекса фиксируется прорыванием гранитов Турочакского плутона штоками и дайками средне-позднедевонского раннекызылташского комплекса. Нижняя возрастная граница определяется по метаморфизирующему воздействию Каратурукского массива (в Майминском ареале) на югалинские габбро, гранитов Кулизеньского массива (в Турочакском ареале) – на кварцевые диориты югалинского комплекса. Кроме того, в последнее время получена изотопная (U-Pb методом по цирконам) датировка начала среднего девона ($390 \pm 6,6$ млн.лет). В данном отчете принимается среднедевонский возраст турочакского комплекса, что следует из соотношений с более ранними и более поздними интрузивными образованиями и согласуется с данными изотопного датирования.

Майорский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta-\gamma\delta$, $\epsilon\gamma-l\gamma$, $E\gamma D_2 m$) объединяет небольшие гипабиссальные массивы, развитые в краевой северной части Коргонского наложенного прогиба (Тимофеевский, Владимирский, Кирилловский, Еловский и др.) и среди метаморфических сланцев Коргоно-Терехтинской СФЗ (Тюдетский, Красноярский, Огневский, Тюгуюкский), наращивая на северо-запад ареалы развития катандинско-рахмановской габбро-гранитной серии. Комплекс в целом представляет собой сложнодифференцированную габбро-гранитоидную серию, при этом предполагается [283] комагматичность проявлений данных породных ассоциаций вулканитам коргонского вулканического комплекса.

По данным Н. А. Уварова [266], в составе комплекса выделяются три фазы внедрения. К первой фазе отнесены мелкозернистые пироксен-амфиболовые габброиды и диориты с массивной текстурой, габбровой, офитовой и диоритовой структурами; во вторую фазу выделены средне-мелкозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты, местами переходящие в кварцевые диориты; третья фаза объединяет разномасштабные (в Еловском массиве до крупнозернистых) амфиболсодержащие биотитовые граниты с гипидиоморфнозернистой и микрографической структурами. С. П. Шокальским с соавторами [283] в петротипическом Майорском массиве и его сателлитах выделяется также четвертая фаза внедрения, включающая порфировидные микропегматитовые лейкограниты.

Кирилловский массив (5 км²) расположен в нижнем течении р. Кумир, в его строении принимают участие все три фазы внедрения, они составляют соответственно 20, 10 и 70 % объема массива. *Еловский массив* (около 4 км²) в левобережье р. Коргон представлен на территории листа М-45 только своей восточной частью и сложен слабопорфировидными среднезернистыми биотитовыми гранитами третьей фазы. *Владимировский и Тимофеевский массивы* расположены в верховьях ручьев Прямой и Тимофеев, ориентированы в субширотном направлении и сложены пироксен-амфиболовыми мелкозернистыми габбро и диоритами первой фазы. По данным В. А. Кривчикова и В. И. Тимкина, полученным при проведении работ по ГДП-200, на смежных к западу территориях породы первой фазы комплекса объединяют роговообманковые габбро, габбронориты и габбродиориты, второй фазы – биотит-амфиболовые граниты, субщелочные и рибекитовые граниты, а третьей – лейкограниты. Щелочные, Ночной, Абайский, Инской, Сергеевский и другие интрузивы в полях развития коргонского комплекса вслед за авторами крупномасштабных съемок отнесены к субвулканическому коргонского комплекса. Имеются требующие подтверждения данные [193] о наличии продуктов перемыва плагиогранитов инского типа (плагиолейкогранитов субвулканического облика) в гальке конгломератов из верхней части коргонской свиты,

Тюдетский массив вместе с группой мелких сопутствующих ему интрузий (*Красноярский, Огневский, Тюгюрюкский массивы*) расположен среди метаморфических сланцев терехтинского комплекса в юго-восточной периферической части Коргоно-Терехтинской СФЗ. Он представляет собой многофазный сложнопостроенный плутон изометричной формы диаметром около 10 км. Ранние фазы становления массива представлены разрозненными телами габброидов, по данным Е. С. Левицкого [150], без видимой закономерности переходящих в авгит-роговообманковые габбродиориты, диориты (преобладают) и кварцевые диориты. Большая часть массива сложена гранитоидами, фациально варьирующими от гранодиоритов в периферической части плутона до лейкогранитов нормального ряда. В северо-западной части массива развиты субщелочные, а в северо-восточной – мусковит-биотитовые разности гранитов и лейкогранитов, выделяющиеся В. А. Зыбиным [336] в более молодой комплекс. Последние характеризуются весьма высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,23–1,29) и специфическим набором акцессорных минералов, включающим корунд, гранат, монацит, турмалин при отсутствии магнетита, что типично для коллизионных плюмазитовых гранитов S-типа. Петрохимический состав пород майорского комплекса не выдержан, резко преобладают плюмазитовые граниты повышенной щелочности, реже отмечаются апаитовые разности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,1\%$, индекс Шенда – 0,9, $\text{K}_{\text{АГ}} = 0,94-1$).

Возраст комплекса определяется прорыванием его интрузивами поркровных и субвулканических фаций коргонского вулканического комплекса, а верхняя возрастная граница остается недостаточно определенной. Имеются неподтвержденные сведения о том, что галька розовых гранитов встречается в конгломератах верхнеживетских отложений. Тем не менее, имеющиеся радиологические датировки гранитоидов повышенной щелочности петротипического Майорского массива на смежной территории Ча-

рышского блока (381 ± 4 млн лет), полученные U-Pb методом по цирконам [46], и другие данные подтверждают принятый в серийной легенде среднедевонский возраст комплекса. С гранитоидами комплекса пространственно и генетически связаны промышленные скарново-железородные месторождения и редкометалльные проявления.

**Габбро-диорит-гранодиоритовая формация
(топольнинский, кызылташский комплексы),
граносиенит-гранит-лейкогранитовая формация
(кызылташский, топольнинский комплексы)**

Топольнинский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс ($v-\delta$, $q\gamma-\gamma\delta$, $\gamma-l\gamma$, $\epsilon\gamma-\epsilon l\gamma$, $E\gamma D_2, tp$) представляет собой полиформационную породную ассоциацию и объединяет большую группу небольших по размерам, но, как правило, пестрых по составу многофазных гипабиссальных массивов, группирующихся в три очаговых ареала: Топольнинский (бассейны рек Черновой Ануй и Щепета), Кувашский (верховья р. Песчаная) и Яломанский (верховья р. Катунь). Массивы Кувашского ареала сконцентрированы на стыке Ануйско-Чуйской и Бийско-Катунской СФЗ в зоне Куячинского глубинного разлома (Шебалинский, Куяктанарский, Илушский, Кувашский и другие малые интрузивы). Массивы Яломанского ареала сгруппированы в центральной части Ануйско-Чуйской зоны в районе Яломанского аллохтона (тектонического блока-закатыша между Чарышско-Теректинским и Куячинским глубинными разломами-сдвигами). Несколько обособленное положение занимает Бирюксинский массив, расположенный в пределах Каимского аллохтона Каимско-Аламбайской структурно-формационной зоны.

В составе рассматриваемой породной ассоциации авторы легенды Алтайской серии листов и схемы корреляции [283] выделяют четыре фазы внедрения. Первая представлена габбро и диоритами, редко габброноритами; вторая (главная) фаза объединяет биотит-амфиболовые порфировидные кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты; в третью включаются ограниченно распространенные биотит-амфиболовые, нередко микропегматитовые, граниты, субщелочные граниты, а в Шебалинском массиве и Яломанском ареале – и лейкограниты; четвертая фаза представлена лейкогранитами нормального и субщелочного ряда, нередко миароловыми и гранофировыми, а в отдельных случаях – щелочными рибекитовыми гранитами и лейкогранитами, подобными таковым в майорском комплексе. Наибольшее распространение имеют [140] породы второй (55 %) и четвертой (32 %) фаз внедрения, а среди последних преобладают субщелочные разновидности.

Массивы, сложенные породами ранних фаз, группируются в Топольнинский (Острушинский, Орешенский, Топольнинский, Бутачихинский массивы) и Кувашский (Тауракский, горы Плешивая, Шебалинский массивы) ареалы, вытянутые в север-северо-западном и субмеридиональном направлении, согласно общему простираению структуры. Интрузивы, сложенные субщелочными и щелочными гранитоидами поздних фаз, контролируются Сарасинско-Инской зоной глубинного латентного разлома (Бу-

тачихинский, Елиновский, Аскатинский, Казандинский массивы) и Каимским аллохтоном (Бирюксинский массив). В пределах Топольнинского ареала гранитоиды повышенной щелочности пространственно тесно сопряжены с габброидами и гранодиоритами. Дайковые и жильные образования комплекса представлены широким набором пород: от долеритов, диорит-порфиридов до гранофилов, гранодиорит- и гранит-порфиридов, риолитов и эруптивных брекчий. Например, к западу от Караминского массива наблюдается рой тесно сближенных даек субмеридионального простирания мощностью 1–12 м и протяженностью до 2 км. Устанавливается прорывание дайками гранит-порфиридов даек кварцевых диорит-порфиридов, контролирующих золотое оруденение. При этом и те и другие пересекают ороговикованные субвулканические риолиты среднедевонского куйганского комплекса. Породы первой фазы составляют менее 10 % от общего объема данной породной ассоциации. Габброиды закартированы в западных частях *Бутачихинского массива и массива горы Плешивая*, в очень ограниченных объемах они присутствуют в *Шебалинском массиве*. Характерна зона закалки в виде более мелкозернистых, часто порфиридовидных пород. С удалением внутрь массива зернистость увеличивается.

Минеральный состав габброидов характеризуется наличием реликтового моноклинного пироксена, иногда гиперстена (до 5 % в габброноритах), обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы габброидов (г/т) представлены магнетитом (743), ильменитом (618), сфеном (43), апатитом (32), цирконом (8). По данным С. А. Кузнецова с соавторами [372], габброиды данного комплекса характеризуются умеренно низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 2,2 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,9 \%$), средней глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,8 \%$), относительно низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0,9 \%$) и железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,3$), типичными для известково-щелочной серии. В габброидах широко проявлены постмагматические гидротермально-метасоматические изменения; при приближении к гранитоидам поздних фаз в них проявляются диоритизация и гранитизация, выраженные в появлении многочисленных шпиров и гнезд кварц-биотит-полевошпатового состава. Наиболее измененные породы массива горы Плешивая по облику и химическому составу приближаются к гранодиоритам, отличаясь от последних наличием структурного рисунка исходных пород (апоофитовые структуры), отсутствием первичных темноцветных минералов и более кислым (альбит–олигоклаз) составом плагиоклаза [367].

Диориты и габбродиориты в периферических частях *Шебалинского массива* и его северо-западного сателлита (*Куюктанарский массив*) образуют небольшие тела размером от 1 до 3 км в поперечнике. Центральные части тел сложены преимущественно кварц-содержащими среднезернистыми диоритами, эндоконтактовые – мелкозернистыми меланократовыми диоритами и габбро-диоритами. Вмещающие породы горноалтайской серии превращены в пятнистые и массивные кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики. Мощность зоны ороговикования достигает нескольких километров и подчеркивается положительным резко дифференцированным магнитным полем. Биотит-роговообманковые гранодиориты главной (второй) фазы слагают *Острушинский, Топольнинский, Орешенский, Тауракский массивы*, мелкие тела среди габброидов Бутачихинского массива и в его окру-

жении, большую часть массива горы Плешивая, а также многочисленные мелкие массивы в пределах Кувашского ареала.

В магнитном поле подавляющая часть массивов характеризуется изометричными положительными аномалиями с соответствующим им незначительным понижением гравитационного поля. Контактные ореолы массивов достигают ширины 0,9–3 км. В экзоконтактах Топольнинского и Караминского (Малотопольнинского) массивов участками развиты рудные пироксен-(везувиан)-гранатовые скарны.

Гранодиориты и меланограниты второй фазы характеризуются серой, светло-серой окраской, массивной и пятнистой текстурами. Состоят (%) из кварца (25–30), зонального от андезина до альбита плагиоклаза (35–45), ортоклаза (15–25), умеренножелезистого ($f = 61–63,4$) биотита (2,5–3), роговой обманки (1–6). Акцессорные минералы (г/т, данные С. А. Кузнецова): магнетит (2100 и 2126), ильменит (185 и 43), сфен (21 и 64), циркон (12 и 913), апатит (7 и 92). Структура пород гипидиоморфная, микропегматитовая, реже пойкилитовая. Породы характеризуются умеренной щелочностью, преобладанием Na_2O (3,7 и 3,8 %) над K_2O (2,8 и 3,5 % при $\text{SiO}_2 = 66$ и 69,5 %), умеренной известковистостью (4,5 и 3,8). Для меланогранитов характерна повышенная глиноземистость (индекс Шенда 1,08). По содержанию элементов-примесей (г/т, данные С. А. Кузнецова) гранитоиды близки к тоналит-гранодиоритовому типу и I-гранитам: Co – 8,8 и 4,9; Ni – 24,9 и 41; V – 73 и 20; Pb – 15 и 40; Mo – 1,8 и 2,3; Rb – 81 и 121; Ba – 1072 в гранодиоритах; Sr – 435 в гранодиоритах; $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86} = 0,7055$ (данные А. И. Гусева). В массивах северной части Кувашского ареала (Тауракском, Этагольском, горы Плешивая) широко проявлены постмагматические изменения, выраженные в интенсивной альбитизации, окварцевании, калишпатизации, почти полном замещении первичного амфибола тонкочешуйчатым биотитом, появлении вторичного магнетита.

Граниты третьей фазы внедрения зафиксированы в единичных мелких телах краевых частей Бутачихинского массива, а также в массивах Яломанского ареала. Характерной особенностью гранитов Бутачихинского массива является мечевидный, ромбовидный облик биотита, повсеместно проявленная миароловая текстура. Граниты характеризуются среднезернистой структурой, состоят (%) из кварца (34,5), пертитового калишпата (48), зонального плагиоклаза альбит-олигоклазового состава (13,6), умеренножелезистого биотита ($f = 58$), близкого к анниту (1,1), обыкновенной роговой обманки (0,6). Акцессорные минералы (г/т): ильменит (4396), пирит (10), апатит (0,7). Структура пород гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, участками грауфировая. Граниты характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O (4,1 и 3,2 % при $\text{SiO}_2 = 71$ %), повышенной железистостью и пониженной, в сравнении с гранитами второй фазы, глиноземистостью.

Биотитовые и амфибол-биотитовые лейкограниты, относящиеся, вероятней всего, к третьей и четвертой фазам, слагают наиболее крупный *Шебалинский массив*, при этом в его северо-восточной краевой части среднезернистые граниты и лейкограниты фашиально сменяются гранит-порфирами.

Лейкограниты, субщелочные лейкограниты, щелочные лейкограниты четвертой фазы связаны между собой постепенными переходами, по облику близки к гранитам третьей фазы. Экзоконтактные изменения лейко-

гранитовых тел выражаются в диоритизации, гранитизации габброидов, ороговикования и скарнировании карбонатно-терригенных отложений. Ширина контактовых ореолов достигает 1,5 км, размеры массивов не превышают 70 км², форма тел разнообразная, чаще всего изометричная, но встречаются трещинные линейные интрузивы (*Елиновский, Мало-Ильгуменский массивы*). В Елиновском массиве доминируют среднезернистые рибекитовые граниты, в *Бирюксинском* и *Аскатинском* - биотитовые и биотит-рибекитовые разности, участками фациально сменяющиеся аляскитами, при этом в краевых частях фрагментарно отмечаются фации гранит-порфиров. *Казандинский массив* в составе Талицкого полихронного плутона сложен преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми мелко-среднезернистыми лейкогранитами с фациальными переходами к гранитам. В Бутачихинском массиве преобладают мелко- и среднезернистые биотитовые субщелочные лейкограниты.

Минеральный состав лейкогранитов, субщелочных лейкогранитов и рибекитовых лейкогранитов характеризуется развитием пертитового калишпата ($\Delta = 0,78$), альбита, железистого ($f = 87\%$) биотита, щелочного амфибола (в щелочных разностях – до 2,6%), акцессорных – магнетита, ильменита, циркона, ортита, малакона, флюорита. Структура пород пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Породы характеризуются незначительным преобладанием K_2O над Na_2O (3,7%; 3,8% и 4,2%), низкой глиноземистостью (индекс Шенда = 1), высокой железистостью и повышенной агапайтностью.

Геохимической особенностью гранитоидов, по данным С. А. Кузнецова [372], В. А. Кривчикова [140], являются низкие содержания стронция (160–48 г/т), повышенные концентрации редких земель ($\Sigma PZЭ = 114$ г/т в щелочных лейкогранитах), пониженные содержания (относительно лейкогранитов других комплексов) лития (14,7–5,6 г/т) и цезия (4,6–2,2 г/т).

В Яломанском ареале биотитовые умереннощелочные лейкограниты слагают отдельные части *Чиндекского массива*, а *Южно-Яломанский массив* сложен плюмазитовыми лейкогранитами.

К Чарышско-Терехтинскому разлому с юга примыкает Тургундинский ареал, объединяющий два субширотно (вдоль разлома) вытянутых мало-глубинных интрузива – Тургундинский и Бертемский, отнесенных на карте к топольнинскому комплексу. По наблюдениям С. П. Шокальского (1992 г.), Тургундинский интрузив пересекает границу зеленых сланцев терехтинского комплекса и диафорированных гнейсов эпидот-амфиболитовой фации Барбышского тектонического блока. Он ороговиковывает обе метаморфические толщи (и изофациальное с барбышским комплексом тело абиссально-мезоабиссальных биотит-роговообманковых гнейсо-тоналитов катандинского комплекса), не будучи изофациален ни с одной из них. Массив сложен розовыми массивными, местами – порфировидными, умереннощелочными калинатровыми неравномернозернистыми (от мелко- до крупнозернистых) биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и лейкогранитами, реже меланогранитами, с периферической мелкозернистой зоной закалки. В юго-восточной части массива в породах главной фазы встречаются блоки-ксенолиты умереннощелочных мелкозернистых массивных амфиболлизированных габбро ранней фазы комплекса ($TiO_2 = 1,29$ –

2,5 %, $P_2O_5 = 0,25-0,48$ %). Кроме того, в верховье руч. Барбыш в поле гранитов главной фазы закартированы небольшие (мощностью до 0,5 км) тела серых порфировидных турмалин-мусковитовых лейкогранитов, содержащих пегматитовые выпоты с гнездовой медно-сульфидной минерализацией. Подобное тело шерл-мусковитовых лейкогранитов встречено в Южно-Яломанском массиве (Яломанский ареал топольнинского комплекса). Возможно, это самостоятельная наиболее поздняя фаза внедрения комплекса. Самые молодые породы в Тургундинском массиве – субмеридиональные дайки долеритов позднедевонского или пермо-триасового возраста. Преобладающие вторичные изменения в обоих массивах – альбитизация, хлоритизация. Светло-серые нацело альбитизированные (до 7 % Na_2O , <1 % K_2O) лейкограниты западной части массива были в свое время приняты за кембрийские плагиограниты.

Аналогичную структурную позицию занимает Берткемский массив, расположенный в 12–15 км восточнее Тургундинского – вдоль того же Чарышско-Терехтинского разлома, и залечивает границу барбышских гнейсов и терехтинских метасланцев. Берткемские граниты также розовые разных оттенков, неравнозернистые (от крупно- до мелко-среднезернистых), биотитовые умереннощелочные калинатровые. На гребне Антаринского хребта в гранитах наблюдаются зоны мегабрекчий с гранитным матриком и диорит-базитовым составом глыб. Обломки представлены многочисленными разновеликими блоками биотит-роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов, сиенито-диоритов, диоритизированных габбро – эпидотизированных, гранитизированных, пересеченных жилами розового гранита с резкими или расплывчатыми контурами. Подобные глыбы в большом количестве встречались в гранодиоритах Острушинского массива в Топольнинском ареале комплекса. Гравиметрическое поле подтверждает базитовый состав коры под обоими – небольшими по объему кислото материала – гранитными массивами. По наблюдениям В. А. Бутенко, в восточном контакте Берткемского интрузива отмечается ороговикование красными гранитами вмещающих известковистых терригенных пород ордовика. Между Тургундинским и Берткемским массивами проявлен мощный рой субширотных даек светло-серых и розовых риолитов, гранит- и (реже) гранодиорит-порфиров, розовых лейкогранитов, прорывающих барбышские гнейсы, катандинские гнейсо-диориты и гнейсо-тоналиты, а также габбровые тела (до 0,5 км) в северо-восточном эндоконтакте Тургундинского массива. Диафторез барбышских гнейсов не связан с контактовым воздействием на них рассматриваемых габбро-гранитных интрузивов. Контакты обоих массивов рвушие, с прогрессивным контактовым метаморфизмом – ороговикованием вмещающих сланцев и гнейсов, инъективными апофизами гранитов и постгаббровых, но пред- и сингранитных риолит-гранитных даек.

Несомненно, что гранитоиды топольнинского комплекса сформированы в гипабиссальной обстановке. На это указывают зоны закалки, миоэроловые текстуры, характер контактового метаморфизма, палеотемпературы минеральных равновесий [372], температуры кристаллизации циркона – 880–920 °С. Геологическое положение и вещественный состав пород первых фаз внедрения позволяет уверенно идентифицировать данные об-

разования с проявлениями габбро-диорит-гранодиоритовой (или диорит-гранодиоритовой) формации и гранитоидами андезитового ряда по Л. В. Таусону (I-граниты). С ними в Топольнинском ареале тесно связаны скарновые проявления и малые месторождения золота и меди.

С гранитами и лейкогранитами третьей и четвертой фаз (гранитами А-типа) связаны проявления редких земель в рихтерит-эгирин-альбитовых метасоматитах (Елиновское) и флюорит-оловянно-вольфрамовая металлогеническая специализация (Аскатинские проявления флюорита, Шинокское вольфрамовое, проявления олова в пироксен-гранатовых скарнах). Небольшие объемы собственно щелочных (рибекитовых) гранитов в ассоциации с преобладающими умереннощелочными гранитами и лейкогранитами могли быть сформированы в присдвиговых зонах локального растяжения в условиях девонской активной континентальной окраины на позднеорогенной или посторогенной стадиях ее развития [44, 262].

Среднедевонский возраст топольнинского комплекса определяется по интродуцированию гранитоидами отложений раннего—среднего девона (онгудайская и куяганская свиты), пересечением даек куяганского комплекса. В то же время, гранитоиды I-типа ранних фаз внедрения по особенностям химизма близки к вулканитам и субвулканическим интрузиям куяганского комплекса, сближены с ними в пространстве и, вероятно, являются их гипабиссальными комагматами. Граниты третьей и четвертой фаз по своему вещественному составу обнаруживают большое сходство с субщелочными и рибекитовыми гранитоидами майорского комплекса, среднедевонский возраст которого установлен U-Pb методом по цирконам. В последнее время по гранитам Бирюксинского массива получены данные цирконометрии, в том числе определения по единичным зернам циркона в ЦИИ ВСЕГЕИ на SHRIMP II, дающие разброс от раннего до позднего девона. Геологические свидетельства позволяют ограничить интервал формирования комплекса средним—поздним девонем.

Кызылташский габбро-граносиенит-гранитовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta-\gamma\delta$, $\gamma\zeta$, $\eta\tau$, $\epsilon\gamma-1$, γD_{2-3k}) приурочен к Уймено-Лебедской структурно-формационной зоне. Многочисленные небольшие гипабиссальные моно- или полиформационные интрузивы комплекса группируются в три ареала: Кызылташский (в северной части Уйменского прогиба), Тускульский (в восточном крыле) и Карбакский (в западном крыле) Уйменского прогиба.

Тела локализованы главным образом в породах его раннедевонского, ордовикского и, реже, более древнего обрамления вулканоструктур саганского уровня. Массивы комплекса часто имеют штокообразную или неправильную форму, конкордантны вмещающим структурам, тяготеют к зонам разломов, ядрам антиклинальных структур и во вмещающих породах образуют неравномерно развитые контактовые ореолы, выраженные в интенсивном ороговиковании, окварцевании, амфиболизации с образованием локальных тел скарнов — магнетитовых (Нырнинский массив) и золотосодержащих (массив Карагу) скарнов. Структура малоглубинного кызылташского комплекса близка к структуре его латерального и возрастного аналога — гипабиссального топольнинского комплекса.

В составе комплекса выделяются четыре группы, или парагенезиса пород (условно говоря, «фазы внедрения»). Любая из них может доминиро-

вать в том или ином конкретном массиве, хотя в этом же массиве почти всегда присутствуют, в том или ином количестве, представители и остальных породных групп. На карте масштаба 1 : 1 000 000 неудобно выделять по несколько «мономорфационных» комплексов в маленьких по объему, но сложных по составу малоглубинных телах, обладающих единой геологической позицией, но крайне неоднородных по составу. В условиях активной магмодинамики и быстрой неравновесной кристаллизации расплавов на малой глубине (в открытых системах) неизбежно формируются неоднородные тела с неустоявшимися, реакционными соотношениями пород. Первая такая группа (фаза внедрения) включает габбро, габбродолериты, меланократовые диориты. Вторая — биотит-амфиболовые кварцевые диориты и монцодиориты, гранодиориты, граносиениты и меланограниты калинатровые и существенно натриевые, редко лейкодиориты. Третья группа объединяет амфибол-биотитовые умереннощелочные граниты, микропегматитовые гранит-порфиры. В четвертой — доминируют микропегматитовые умереннощелочные лейкограниты.

По преобладанию в массивах тех или иных породных групп можно выделить два типа интрузивных тел: *тускульский* и *цыганский* (можно, по желанию, и другой). В первом преобладают основные и средние породы двух первых фаз внедрения. Второй характеризуется преобладанием пород третьей и четвертой групп. К первому типу относятся массивы Тускульского ареала, с Тускульским, Черанайским, Тайтыйинским интрузивами, и Каербакского ареала, с Каербакским, Нырнинским массивами. Ко второму типу принадлежат интрузивы Кызылташского ареала: Кызылташский, Цыганский, Кележинский и др. Наиболее распространены гранитоидные массивы с вариациями состава от граносиенитов до субщелочных лейкогранитов, гранит-порфиров и лейкогранитов нормального ряда.

Наиболее крупными представителями первого типа являются петротипический Тускульский и Черанайский массивы вытянутые в цепочку вдоль восточной границы Уймено-Лебедской зоны. *Черанайский массив*, в виде узкой ленты шириной от 0,5 до 2,5 км, протягивается на 20 км в меридиональном направлении вдоль Телецкого разлома. Он прорывает отложения раннекембрийских сарысазской и тырганской свит. Массив сложен габброидами, диоритами, кварцевыми диоритами с постепенными взаимопереходами. В нем ограничено распространены граниты, залегающие в диоритах в виде жил мощностью до 2–3 м, и порфировидные биотитовые тоналиты с фенокристами андезина. Не исключено, что менее глубинный Черанайский и более глубинный Каракудюрский массивы на глубине объединяются в единый плутон.

Севернее Черанайского массива в той же структурной позиции располагается *Тускульский массив*. По данным Л. Г. Васютиной [41], основной объем массива образуют среднезернистые роговообманковые диориты с небольшой примесью пироксена, биотита и кварца; в юго-восточной части интрузии на небольшой площади обнажены кварцевые диориты сходного минералогического состава с содержанием кварца до 12 %. Химический состав диоритов свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной серии. Биотит-амфиболовые натриевые граниты характеризуются повышенным содержанием (г/т) Zr (325), Y (30), Nb (21) и пониженными концентрациями Sr (116)

и Ва (248), что не противоречит предположению об их формировании в в тыловой зоне рифтогенной зоне вулканического пояса.

Нырнинский массив расположен в междуречье Нырна—Кульбич и приурочен к границе отложений кубойской и нырнинской свит в северной части Уйменского прогиба. Он имеет субизометричную форму с диаметром до 6 км и сложные ограничения, подчиненные вмещающей геологической структуре. Породы первой фазы в небольших объемах сосредоточены в сателлитах по северной периферии массива и в линейных телах Сучакской группы к востоку от него, представлены габбродолеритами равномерно-зернистой и порфировой структуры. Габброиды содержат высокотитанистую бурую роговую обманку.

Химический состав габбро кызылташского комплекса характеризуется повышенной титанистостью ($\text{TiO}_2 = 1,74 \%$) и щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 3,57 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 1,57 \%$ при $\text{SiO}_2 = 49,79 \%$), но в целом близок к составу субвулканических долеритов нырнинского комплекса. По содержаниям Ti, K, Al, P, Sr, Zr базиты могут быть соотнесены с высокощелочными толеитами континентальных рифтов.

Породы второй фазы слагают большую часть Нырнинского массива, достаточно крупный *Каербакский массив*, часть массива *Карагу* и серию мелких массивов в зоне Кадринского разлома. Минеральный состав диоритов Нырнинского массива характеризуется широким развитием зеленой и буровой роговой обманки в парагенезисе с плагиоклазом, по основной варьирующим от лабрадора (реликты) до иногда апозонального олигоклаз-альбита. Часто развиты вторичный, в том числе шахматный альбит, калиевый полевой шпат и переменное количество кварца в мелких зернах и скоплениях. Типичны высокие содержания сфена, лейкоксена, апатита, титаномагнетита. Характерны апогабброофитовые, порфиroidные до порфиroidных и аподолеритовые, участками — монцонитовые и микропегматитовые структуры при шлирово-такситовом строении и наличии скиалитов меланократовых базитовых пород первой фазы. Гранодиориты отличаются от диоритов количественными соотношениями породообразующих минералов и, соответственно, более высокой щелочностью в пределах известково-щелочной серии. Плагиограниты пользуются ограниченным распространением, и в Каербакском массиве образуют единый ряд по изменению кремнекислотности с кварцевыми диоритами при относительно стабильных содержаниях щелочей ($\text{Na}_2\text{O} = 4,44\text{--}4,96 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 2,0\text{--}2,5 \%$ при $\text{SiO}_2 = 63,46\text{--}76,51 \%$).

Массивы второго (цыганского) типа кызылташского комплекса в большинстве случаев сложены биотитовыми гранофировыми и гранофир-порфиroidными (гранофир-порфиroidными) лейкократовыми и аляскитовыми гранитами и микрогранитами с примерно равными количествами калишпата и кислого плагиоклаза (альбита и альбита—олигоклаза), в фенокристаллах, и с кварц-калишпатовой гранофировой, микропегматитовой и псевдосферолитовой основной массой. Темноцветные минералы — биотит и амфибол (иногда их сростки), аксессуарные минералы представлены сфеном, цирконом, титаномагнетитом, иногда пиритом, изредка отмечаются гранат, турмалин, флюорит. В приконтактных зонах массивов порфиroidные и порфиroidные гранитоиды нередко сменяются сферолитовыми и брекчиевидными риолитами.

Массивы кызылташского комплекса весьма различаются по форме и внутреннему строению. Так, *Цыганский массив*, расположенный на севере листа, сложен преимущественно умереннощелочными мелко-среднезернистыми порфиroidными гранитоидами с гранит-порфирами и гранофирами в приконтактовых зонах, имеет субширотную удлиненную форму при относительно небольших (30×70 км) размерах и прорывает на севере и на востоке диоритоиды Югалинского массива, а на юге отложения — ранне-го—среднего девона (нырнинская свита). *Массив Кележе*, расположенный в среднем течении р. Уймень, представляет собой серию сближенных и, в значительной степени, слившихся трещинных дайкообразных тел гранит-порфиров и умереннощелочных гранитоидов разной степени раскристаллизации до риолитоподобных пород субвулканического облика. В северном экзоконтакте данного массива и на значительном удалении от него, по данным Ю. С. Носкова с соавторами [402], развиты серицитизированные породы березитоидного и аргиллизитоидного облика.

В ряде массивов как фациальные разновидности гранитоидов развиты порфиroidные породы кварцсиенитового и граносиенитового состава преимущественно натриевого профиля, состоящие из интенсивно альбитизированного, нередко апозонального плагиоклаза, калиевого полевого шпата — ортоклаза, обычно образующего кайму вокруг более крупных кристаллов плагиоклаза и кварца, присутствующего в неправильных зернах и нередко идиоморфного по отношению к полевым шпатам. В качестве темноцветов фиксируется клинопироксен салитового ряда, иногда зерна амфибола и биотита, характерно высокое содержание сфена.

Кроме гипабиссальных массивов, некоторые авторы включают в состав комплекса дайковые и силловые образования. Нередко фиксируется сложное строение дайковых тел с фациальными переходами по простиранию или от контактов к центру пород более основного состава к лейкократовым порфиroidным гранитоидам и ультракислым риолитам, а пород нормальной щелочности — к породам повышенной щелочности. Иногда, в мощных телах фиксируется присутствие скиалитов метадолеритов, а также развитие флюоритсодержащих и баритсодержащих метасоматитов аргиллизитового типа (Корчугановское проявление флюорита).

По вещественному составу дайковые породы данного комплекса в целом аналогичны породам интрузивных массивов при количественном доминировании долеритов и гранитоидов порфиroidной, сферолитовой и микрогранофиroidной структуры, варьирующих до скрытокристаллических и афанитовых риолитоидов, среди которых развиты как субщелочные разновидности, так и лейкоплагиориолиты с низким уровнем щелочности. Нередко проявлены интенсивные процессы кислотного и кремне-щелочного метасоматоза с образованием березитов и альбититов. Породы массивов цыганского типа отличаются повышенными концентрациями (г/т) циркония (от 400 до 132), стронция (с 264 до 39) и повышенными содержаниями рубидия (с 38 до 169) при относительно невысоких содержаниях иттрия (32), ниобия (14,3), бария (690), церия (64,5), что может характеризовать и коллизионные и анорогенные гранитоиды. В отличие от турочакских гранитов данные образования имеют более дифференцированные и низкие значения коэффициентов глиноземистости (0,80–1,07) и железистости

(0,59–0,85), но более высокие — агапитовости (0,83–0,92), щелочности и окисленности железа, что может быть связано с интенсивной проявленностью процессов кислотного и кремне-щелочного метасоматоза. В целом в кызылташских гранитоидах в значительной степени проявлены петрогеохимические характеристики гранитов А-типа, характерного для анорогеновых гранитоидов.

Средне-позднедевонский возраст кызылташского комплекса определяется, с одной стороны, его отдаленной комагматичностью с вулканитами саганского комплекса, что уверенно устанавливается по близости их химического состава, присутствию сходных пород и другим признакам, а с другой — более поздним формированием после проявлений диорит-гранодиоритовой формации. В ряде случаев на смежных территориях (Чойский грабен, Лебедской прогиб) кызылташские гранит-порфиры и гранофиры прорывают субвулканические риолитоиды саганского комплекса. В Уйменском прогибе массивы гранофировых микрогранитов прорывают отложения улусукской свиты второй половины среднего девона. В пределах региона рассматриваемые образования уверенно коррелируются со средне-позднедевонским богучинским риолит-андезит-базальтовым комплексом Онгудайского прогиба. Полученные в настоящее время изотопные датировки U-Pb методом по цирконам ($340,6 \pm 2,5$ млн лет для Кызылташского массива и $400,3 \pm 3,9$ млн лет для Цыганского массива) не согласуются с геологическими данными и между собой и не могут в полной мере использоваться для определения возраста данного комплекса. Металлогеническое значение комплекса, как и саганских вулканитов, определяется интенсивным развитием постмагматических гидротермально-метасоматических процессов с формированием концентраций флюорита, барита, урана, меди, полиметаллов и золото-серебряного оруденения.

Сиенит-габбровая формация (харловский комплекс)

Харловский граносиенит-монцодиорит-габбровый комплекс ($\epsilon\gamma - \text{q}\mu\delta D_3?h$) в пределах листа М-45 представлен единственным *Прямоталицким массивом*, расположенным в юго-восточной части Чарышско-Талицкой зоны в верховье р. Прямая Талица. Петротип — Харловский массив — находится на смежном листе М-44.

Прямоталицкий интрузив представляет собой небольшое (2×2 км) изометричное в плане тело с круто падающими ($70-80^\circ$) к центру контактами. Центральная часть массива сложена мелко-среднезернистыми пироксен-амфиболовыми оливин-содержащими габбро и лейкогаббро (55 %), а края — крупнозернистыми габбро (10 %), вмещающими малые тела биотит-роговообманковых кварцевых монцодиоритов (10 %) и монцодиоритов (5 %). На контакте с ними габбро метаморфизовано, диоритизировано, содержит гнезда кварц-полевошпатового агрегата. В восточной части массива фиксируется первичная магматическая расслоенность, выраженная субпараллельными псевдослоями среднезернистого лейкогаббро среди более крупнозернистых мезократовых габброидов. Отмечается ороговикование габброидов со стороны позднедевонско-раннекаменноугольных гранитоидов

Загрехинского массива, боровлянского комплекса, а вблизи пермо-триасовых гранитов Верх-Талицкого массива габброиды интенсивно альбитизированы [266].

Химический состав оливиновых габбро характеризуется высокой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 3,1\text{--}6,3\%$), меланократовостью ($\text{FeO}^* = 15\text{--}19\%$, $\text{MgO} = 9,6\text{--}12\%$, $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,7$), низкими содержаниями щелочей ($\text{K}_2\text{O} = 0,5\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 1\%$) при широких вариациях фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,2\text{--}0,9\%$). В монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах резко увеличивается железистость ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,8$ и 4) и щелочность ($\text{K}_2\text{O} = 1,6$ и $2,9$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,2$ и $3,9$), отмечаются стабильно повышенные содержания фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,5\%$) и довольно высокая титанистость ($\text{TiO}_2 = 2,4\%$ и $1,3\%$).

Возраст массива непосредственно не определялся и принят в соответствии с серийной легендой [283] позднедевонским. В последнее время в ЦИИ ВСЕГЕИ по единичным зернам циркона из габбро, монцодиоритов и граносиенитов Харловского массива надежно определен его возраст — от 344 ± 6 до $331,7 \pm 4,9$ млн лет, т. е. ранний карбон. В этой связи в отношении возраста его несомненного аналога — Прямоталицкого интрузива — возникает противоречие между геологическими (контактовый метаморфизм габбро и кварцевых монцодиоритов со стороны позднедевонско-раннекаменноугольных боровлянских гранитов) и геохронометрическими данными (ранний карбон). Разрешение этого вопроса потребует дополнительных геологических и изотопно-геохронологических исследований контактирующих массивов гранитоидов и базитов Прямоталицкого интрузива. С петротипическим Харловским массивом генетически связано крупное Харловское месторождение ванадий-титано-железных руд.

**Габбро-долеритовая, местами с участием риолитовой,
формация (силлово-дайковые комплексы — урскульский,
сумульгинский, верхнеабаканский, кокоринский, караюкский).
Риолитовая и субвулканических гранитов формация
(кокоринский вулканический комплекс)**

Урскульский габбро-долеритовый комплекс (β , ${}^m\text{vD}_3\text{u}$) объединяет крупные дайки, реже силлы долеритов в пределах Ануйско-Чуйской зоны и прилегающей Чергинской подзоны Бийско-Катунской СФЗ (бассейны рек Песчаная, Сема, Урсул). Наиболее мощный субмеридиональный силлово-дайковый пояс долеритов и габбродолеритов фиксируется в Куратинской вулcano-тектонической депрессии. Субпараллельные дайки и крутопадающие силы, мощностью до 300 м и протяженностью до 10 км, залегают среди смятых в складки темносланцевых отложений урскульской серии, содержащих силлы серых калинатровых риолитов «богучинского комплекса», средне-позднедевонского возраста [350], в отложениях вулканической куратинской свиты, в Шебалинском габбро-гранитовом интрузиве с возрастом $381,5 \pm 2,5$ (SHRIMP II) топольнинского комплекса. Вмещающие породы ороговикованы, пиритизированы и осветлены, риолиты перекристаллизованы и окварцованы, при этом мощность зон ороговикования иногда достигает 50 м [401]. По терригенным темноцветным породам в непосред-

ственной близости от контакта (иногда в полосе шириной до 5–10 м) образуются пироксен-плагиоклаз-кварцевые и слюдисто-кварцевые роговики. Долериты, габбродолериты и офитовые габбро урскульского комплекса представляют собой темно-зеленые, тонко- и мелкозернистые до среднезернистых (в центральных частях крупных тел) массивные породы, состоящие из сосюритизированного лабрадора, титан-авгита, в различной степени замещенного актинолитом, хлоритом и биотитом, титаномагнетита (до 7 %) и апатита.

По петрохимическим особенностям породы дискретно распадаются на умереннокалиевые и высококалиевые континентальные толеиты (соответственно $K_2O = 0,7\%$, $Na_2O = 2,5\%$, $TiO_2 = 1,6\%$, $FeO^* = 10\%$ и $K_2O = 1,3–1,9\%$, $Na_2O = 2,1\%$, $TiO_2 = 2,1\%$, $FeO^* = 11,5\%$). Интересно отметить, что дайки долеритов, переходя по простираанию из черных сланцев урскульской серии в граниты Шебалинского массива, из низкокалиевых ($<1\% K_2O$) становятся высококалиевыми и тогда нередко рассматриваются уже как пермо-триасовые, терехтинского комплекса.

В Алтайской серийной легенде [449] урскульские габбродолериты рассматриваются как автономный силло-дайковый комплекс. По наблюдениям С. П. Шокальского, Я. М. Гутака и В. П. Сергеева (1994 г.) силлы урскульского комплекса, залегающие в черных сланцах урскульской серии, пространственно тесно ассоциируют с телами светло-серых калинатровых и натриевых, редко натрокалиевых риолитов, риодацитов, редко дацитов (будинированные силлы мощностью 1–50 м, длиной до 300–500 м). Силлы риолитов пересекаются контактами габбродолеритовых тел с контактовым воздействием долеритов на риолиты и вмещающие их черные сланцы. В северной части Шебалинского массива топольнинского комплекса мощные дайки габбродолеритов также тесно связаны с линзовидными телами и дайками риолитов, залегающими в лейкократовых гранитах гипабиссального массива. В карьере на устье р. Кумалыр (правом притоке р. Сема) и на гребне субширотного хребта в ее правобережье можно видеть, как дайки габбродолеритов пересекают риолитовые тела и в свою очередь пересекаются дайками и экструзивными телами риолитов. Риолиты, риодациты и трахириодациты ($K_2O = 5\%$, $Na_2O = 3,8\%$) характеризуются светло-серой окраской, массивной текстурой, порфировой структурой. Фенокристаллы составляют до 15 % объема породы, представлены кварцем, калишпатом, альбитом, иногда бурым и вторичным зеленым биотитом. Основная масса пород обычно фельзитовая и сферолитовая.

Петрохимические особенности, наряду с повышенной щелочностью, характеризуются низкой глиноземистостью (индекс Шенда = 1) и повышенной агпаитностью (0,9), набор акцессорных минералов включает циркон, ортит, сфен, ксенотим, что типично для пород агпаитового ряда. По-видимому, силлы риолитов относятся к субвулканической фации вулканического богучинского комплекса, покровные фации которого приурочены к разным стратиграфическим уровням в разрезе урскульской серии. Этот вулканический комплекс остается наименее изученным в центральной части Горного Алтая, хотя сочетание вулканической деятельности и углеродистой толщи (урскульской серии) весьма благоприятно для формирования золото-серебро-полиметаллической минерализации и должно стать предметом исследований в самом ближайшем будущем.

Сумульгинский габбро-долеритовый комплекс (β , ${}^{mv}D_{3s}$) латерально сменяет на восток долериты урскульского комплекса, приурочен к Уймено-Лебедской зоне и распространен главным образом в пределах Уйменского, Лебедского прогибов, Кылайской грабен-синклинали и, в меньшей степени, их каледонского обрамления. По результатам работ по ГДП-200 [264, 265, 353] установлено широкое развитие базитовых силлов, ранее в большинстве случаев принимавшихся за покровные образования. Силлы базитов насыщают вулканогенно-осадочные толщи раннего—среднего девона (нырнинская и саганская свиты), развиты в более древних толщах, в частности, в отложениях позднеордовикской чеборской свиты Лебедского прогиба. Пластовые тела базитов как в нырнинской, так и в саганской свитах обнаруживают комплекс признаков интрузивного залегания. Наиболее характерными породами сумульгинского комплекса, слагающими силлы, конкордантные и, реже, секущие штоки и дайки, являются долериты, габбродолериты и крупновкрапленные плагиофировые долерито-базальты (лабрадоровые порфириты). Крупноплагиофировые базальты и долерито-базальты замещаются редко- и мелкопорфировидными долеритами с вариациями до габбродолеритов интрузивного облика. Химический состав лабрадоровых порфиритов в различных районах и структурах характеризуется значительными колебаниями содержаний титана и калия при достаточно стабильных содержаниях других элементов. Породы соответствуют высокоглиноземистым, высокожелезистым лейкобазальтам повышенной щелочности с высокой степенью окисленности железа, свойственным трахибазальтовой формации рифтогенной стадии развития активных континентальных окраин.

Самой распространенной петрографической разновидностью силловых базитов являются долериты, а также габбродолериты и миндалекаменные базальтоиды, с постепенным фаціальным переходом в плотные долериты. Наименее измененные разности базитов характеризуются хорошей сохранностью клинопироксена, представленного титан-авгитом, и плагиоклаза с высоким содержанием анортитовой молекулы, а также значительными количествами хлорита и серпентина, развитого по ортопироксену и оливину. В небольших количествах присутствуют мелкие пластинчатые зерна ильменита и титаноморфит. Мощность отдельных силловых тел достигает 100—150 м при прослеженной протяженности до 5—7 км, а насыщенность ими отложений нырнинской и улусукской свит на отдельных участках — 40—50 %. Так, в Уйменском прогибе, на западном склоне хр. Тонгош и ряде других районов, в улусукских песчаниках и алевролитах при согласном залегании фиксируется массовое развитие петрографически однотипных долеритов, слагающих здесь целую серию силлов («этажерки») с мощностью отдельных тел от 2—3 до 50 м.

Силлы, принимаемые ранее за покровные образования, зафиксированы в районе пос. Бежелык. Массовое развитие силлов и даек базальтоидов в древних толщах установлено [264] в левобережье р. Мал. Иша, где ранее при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [402] были картированы эффузивы сарысазской свиты. По петрохимическим особенностям силлы этого района отличаются от петрографически сходных силловых образований внутренних частей Уймено-Лебедской группы проги-

бов более низкими значениями содержаний магния, калия и фосфора. В целом порфиновые базальтоиды, долериты и габбродолериты характеризуются как высокожелезистые, умеренноглиноземистые, умереннотитанистые породы умереннощелочной серии.

При рассмотрении в целом девонского магматизма Уймено-Лебедской зоны тыловых рифтов устанавливается сложная гомодромно-антидромная последовательность магматических проявлений, среди которых могут быть выделены базальт-андезибазальтовая нырнинская (существенно эффузивная), андезитоидная нырнинская (эксплозивно-субвулканическая) с формированием жерлово-субвулканических тел туффизитов и полифиров, риолитоидная саганская (существенно субвулканическая) и базальт-трахибазальтовая сумульгинская (гипабиссальная) фазы, применительно к девонскому тектоно-магматическому циклу соответствующие стадиям инициального базальтоидного, орогенного андезитоидного, субсеквентного риолитоидного и финального базальтового магматизма. Среди гипабиссальных базитов сумульгинского комплекса, в свою очередь, можно выделить более ранние штоки и силлы лабрадоровых порфиритов, лейкократовых габбродолеритов (конгдиабазов) и более поздние силлы и дайки меланократовых долеритов и габбродолеритов, по составу близких к проявлениям континентальной оливинбазальтовой формации.

Породы сумульгинского комплекса характеризуются как умереннотитанистые высокожелезистые базиты умереннощелочной серии с повышенными значениями содержаний фосфора, а лабрадоровые порфириты отличаются повышенной кремнекислотностью, глиноземистостью и калиевостью, что типично для производных трахибазальтовой формации. Их формирование отделено от существенно эффузивно-эксплозивных проявлений нырнинско-саганской вулканической породной ассоциации магматической паузой, что достаточно надежно определяется по геологическому положению силлов и даек в Уйменском прогибе и Кылайской грабен-синклинали.

Позднедевонский возраст сумульгинского комплекса определяется расположением силлов долеритов в отложениях саганской и улусукской свит среднего девона, при этом дайки аналогичных пород прорывают субвулканические образования среднедевонского саганского комплекса. Недостаточно доказанной остается верхняя возрастная граница комплекса, приуроченного к общему завершению магматической деятельности девонского тектоно-магматического цикла.

Верхнеабаканский габбро-долеритовый комплекс (β , mv , $\epsilon\gamma\tau D_3v$) распространен в пределах Центрально-Западноаянской и Абакано-Шапшальской СФЗ и, вероятно, является латеральным аналогом сумульгинского комплекса. Первоначально габбро-долеритовый комплекс выделялся здесь как ранне-среднедевонский малоабаканский П. С. Антоновым [12], В. Я. Миллером с соавторами [390], Е. С. Единцевым с соавторами [323]. Дайки (преимущественно северо-западного простирания), силлы и штоки данного комплекса прорывают дочетвертичные стратифицированные и интрузивные образования района (за исключением каменноугольных) и сложены, по данным этих авторов, долеритами, габбродолеритами, оливиновыми микрогаббро, в меньшей степени — диоритами, габбродиоритами, диоритпорфиритами, дацитами и альбитофирами. Наибольшая концентрация даек

фиксируется в зоне влияния Шапшальского разлома, где на отдельных участках, по данным В. Я. Миллера, достигает 30 % объема геологических образований. По данным Е. С. Единцева [323], мощность даек обычно колеблется от первых десятков сантиметров и первых метров до 15–20 м при протяженности до 1 км. К северу, в правобережье р. Монагы, в верховьях р. Позаек и в междуречьелевой и Средней Кайлы, в субмеридиональном направлении, по данным П. С. Антонова, прослеживаются рои даек долеритов, прорывающих гранитоиды Эри-Тайгинского и Кайлинского массивов и вмещающие их породы.

Наиболее распространенными породами в Верхне-Абаканском железорудном районе являются долериты, часто в различной степени зеленокаменно измененные (диабазы), альбитофиры и альбититы. Наименее измененные разности долеритов представляют собой плотные массивные темно-серые породы пойкилоофитовой структуры, сложенные лабрадором и клинопироксеном, реже с реликтами оливина [390]. На водоразделе рек Козер и Чульча закартировано несколько более крупных тел, сложенных амфиболизированными мелкопятнистыми («рябыми») габброидами и габбродиоритами, в которых при сохранности плагиоклаза пироксен замещен амфиболом с примесью биотита. К данному комплексу могут быть отнесены развитые, по данным М. В. Приходько, в бассейне р. Мал. Абакан малые (до 1 км²) штоки и многочисленные дайки альбитизированных и скаполитизированных габброидов (в том числе оливиновых), габбродолеритов, аподиабазовых и кварцевых альбититов и альбитофиров. Они прорывают терригенные отложения малоабаканской серии, ярышкольскую свиту силура и гранитоиды Кайлинского массива джойского комплекса. Главной особенностью габбро-альбититовой ассоциации является широкое развитие продуктов кремне-натриевого метасоматоза, с которым, по мнению М. Л. Махлаева и ряда других геологов, генетически связано промышленное железорудное обогащение Верхне-Абаканского района.

Возраст комплекса по геологическим данным и на основании корреляции с габбро-долеритовыми комплексами урскульского и сумультинского комплексов принимается позднедевонским. В легенде Западно-Саянской серии листов [375] подобные магматические образования отсутствуют, а предусмотренный раннедевонский малоабаканский (верхнесейский) комплекс ни по составу, ни по возрасту, ни по характерным формам проявления не соответствует рассмотренной породной ассоциации.

Кокоринский габбро-долерит-риолит-гранитовый комплекс ($\epsilon\eta\pi D_3-C_1kr$) размещается в юго-восточной части Горного Алтая и приурочен к зонам глубинных разломов и узлам их сочленения, как бы наращивая к юго-востоку ареал богучинского комплекса Центрального Алтая. Кокоринский комплекс объединяет риодацит-риолитовую кокоринскую свиту и силлодайки субвулканические тела габбро-долеритов, риолитов, гранит-порфиров и лейкогранитов. Все они залегают в полях распространения фаунистически охарактеризованной верхнеживетской ташантинской свиты. Покровные фации вулканитов представлены преимущественно вулканокластическими образованиями, в том числе туфами кислого состава. С субвулканическими образованиями кислого состава тесно ассоциируют предшествующие им дайки и силлы габбро-долеритов. Еще восточнее, в Делю-

но-Юстыдском прогибе наблюдается локально(?) проявленный дайковый караюкский риолит-микродиорит-долеритовый комплекс.

В петротипическом районе в Курайском хребте кокоринский комплекс, представленный туфами кислого состава кокоринской свиты, присутствует в Курайско-Ильдугемской зоне разломов, где слагает тектоническую пластину 20×1 км, ориентированную в северо-западном направлении. На юго-восток она продолжается узкой линзой, внутри которой локализован петротипический *Кокоринский массив* протяженностью 9 км при ширине до 1,5 км. В обрамлении массива терригенные породы горноалтайской и курайской свит ороговикованы с образованием широкого контактового ореола биотитовых, реже — узловатых кордиерит-биотит-амфиболовых роговиков с порфиробластами кордиерита.

По результатам геологосъемочных работ [317], в строении массива принимают участие две фазы внедрения: первая, представленная породами основного состава, и вторая — гранитоидная. Границы между фазами резкие, часто на контактах отмечаются магматические брекчии. Первая фаза сложена габброидами, габбропироксенитами и долеритами, образующими линейные, лентовидные в плане и субпластовые тела протяженностью до 5–6 км при мощности до 300 м, локализованные в юго-западном эндоконтакте массива. Породы первой фазы составляют не более 7 % от объема массива и от габбропироксенита до долерита связаны постепенными петрографическими переходами за счет количественных вариаций плагиоклаза и замещенного синезеленой роговой обманкой пироксена. Нередко в долеритах развиты порфиновые и порфировидные структуры с мелкими, редкими фенокристаллами повсеместно серицитизированного плагиоклаза.

Вторая фаза представлена гранитами, гранит-порфирами и гранофирами, связанными постепенными взаимопереходами. Типичной разновидностью гранитоидов кокоринского комплекса являются гранофир-порфировидные мелкозернистые граниты, но развиты и хорошо раскристаллизованные лейкократовые граниты с бедным набором аксессуарных минералов (циркон, сфен, апатит), главным из которых является магнетит (1,2–1,5 кг/т). Особенностью Кокоринского массива является развитие в гранитоидах и в их непосредственном обрамлении железорудной минерализации (Кокоринское железорудное месторождение). Магнетитовые руды характеризуются пятнисто-шировым строением и цементными брекчиевыми и брекчиевидными текстурами, где обломки микрогранитов цементированы магнетитовым агрегатом.

Петрогеохимические особенности пород Кокоринского массива свидетельствуют о широких вариациях их состава от высоконатриевых до ультракалиевых при повышенной общей и калиевой щелочности. Обогащенность габброидов и долеритов щелочами смещает их в поле умереннощелочных серий, но вместе с гранитоидами они принадлежат к породам толеитовой серии, что совпадает с геологическими признаками контрастных габбро-гранитных серий. По содержаниям титана, глинозема, фосфора габбро-долериты соответствуют толеитам континентальных рифтов. При этом в некоторых случаях габброиды при низкой кремнекислотности и глиноземистости характеризуются весьма высокими содержаниями TiO_2 (3,4 %), P_2O_5 (1,84 %), K_2O (1,16 %), Rb (25–90 г/т), что типично для риф-

тогенных пород трахибазальтовой формации активных континентальных окраин.

В Бельгебашском прогибе субвулканические породы кокоринского комплекса слагают массивы различной неправильной, штоковидной и пластообразной формы, при этом доминируют риолитоиды и гранитоиды, а долериты и габбродолериты образуют редкие мелкие штоки. Риолитоиды развиты в относительно крупных телах, прослеженных на 15–20 км при мощности до 1–2 км, и представлены порфировыми и флюидальными риолитами, менее риодацитами, дацитами и дациандезитами, фиксируется присутствие брекчиевых разностей. Вмещающие их терригенные и карбонатно-терригенные отложения среднедевонской ташантинской и раннедевонской даянской свит часто ороговикованы, а в риолитоидах широко проявлены гидротермально-метасоматические процессы с развитием вторичных кварцитов и полей сульфидизированных пород. Типичными для химического состава риолитов являются сильные вариации соотношения щелочей от существенно натриевых до ультракалиевых ($K_2O = 5,24–7,20\%$), при этом данные образования, в целом, относятся к породам нормальной щелочности. Долериты характеризуются умеренной и повышенной титанистостью ($TiO_2 = 1,14–1,60\%$), высокой железистостью и фосфористостью ($P_2O_5 = 0,21–0,34\%$), располагаясь в полях толеитов континентальных рифтов и известково-щелочных базальтов островных дуг и активных континентальных окраин, как и основная масса базитов Уйменского прогиба.

В крайней юго-восточной части территории (в Кобдинско-Хархириинской СФЗ) по результатам крупномасштабных геологосъемочных работ [448] к позднедевонско-раннекаменноугольным образованиям отнесен ряд небольших массивов, в виде резкоудлиненных трещинных тел мощностью от первых километров и протяженностью до 10 км, приуроченных к зонам Белатрского (продолжение Курайско-Ильдугемской тектонической зоны) и Хаялыкского разломов. Южнее оз. Хиндиктиг-Холь, в правобережье р. Дуруг-Суг расположен *Карахольский массив*, вытянутый в субширотном направлении, прослеживающийся за восточную рамку листа и сложенный породами преимущественно диоритоидного состава с подчиненным количеством гранитов. В северо-восточном обрамлении Юстыдского прогиба, в правобережье р. Моген-Бурен локализован *Белатрский массив*, сложенный породами двух фаз: первая фаза представлена габброидами и диоритоидами, развитыми в юго-восточной части интрузии, а вторая – количественно доминирующими, средне- и мелкозернистыми, часто порфировидными гранитоидами с составом биотит-роговообманковых плагиогранитов, гранодиоритов и гранит-порфиоров, варьирующими до пород риолитоидного облика. Последние также слагают несколько самостоятельных мелких порфировых тел в зонах Белатрского и Моген-Буренского разломов.

Позднедевонский возраст преимущественно порфировых пород кокоринского комплекса определяется прорыванием телами лейкогранитов и габбро-долеритов фаунистически охарактеризованных отложений верхнеживетской ташантинской свиты юстыдской серии. Верхний возрастной предел развития вулканических и гипабиссальных тел гранитоидов устанавливается по уверенной петрогеохимической и формационной корреляции кокоринского комплекса с аналогичными субвулканическими и гипабис-

сальными образованиями средне-позднедевонской кызылташской габбро-гранитоидной серии и богучинского комплекса смежных районов (Онгу-дайский прогиб, Уйменско-Лебедская группа прогибов), где в ассоциации с молассовыми толщами развиты бимодальные породные ассоциации с подчиненным количеством пород среднего состава. Здесь же зафиксировано присутствие ультракалиевых риолитоидов, а также найдены гальки характерных ультракалиевых риолитов в конгломератах среднекаменноугольной узунтыдтугемской свиты

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация (усть-беловский комплекс)

Усть-беловский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($v-\delta$, $q\delta$, $\gamma\delta$, $\mu\gamma D_3ub$) широко развит в пределах Салаиро-Алтайской складчатой системы и объединяет крупные мезоабиссальные плутоны, сконцентрированные на площади листа М-45 в трех очаговых ареалах: Башчелакском в Чарышско-Талицкой зоне (*Верхне-Башчелакский массив*), Макарьевско-Рыбалкинском в Аламбайско-Каимской и Бийско-Катунской СФЗ (*Макарьевский, Сосновский и Рыбалкинский массивы*), Чикетаманском в Ануйско-Чуйской СФЗ (*Чикетаманский, Кадринский, Яломанский, Тогускольский, Усть-Чуйский* и другие массивы).

В Алтайской серийной легенде и схеме корреляции [283] в составе комплекса выделяются три фазы внедрения: первая фаза развита очень ограниченно и включает низкотитанистые габбро, габбронориты и диориты; вторая фаза представлена широко распространенными кварцевыми диоритами, биотит-роговообманковыми гранодиоритами и меланогранитами; в третью фазу выделены биотитовые граниты и лейкограниты, малых тел — продукты кристаллизации остаточных расплавов. Жильные фации представлены широким спектром пород от диорит-порфиритов до аплитов. Вмещающие породы при ширине контактовых ореолов до 2 км и более изменены в условиях амфибол-роговиковой фации с образованием характерных узловатых биотит-кордиеритовых по тонкообломочным породам и массивных эпидот-биотит-кварцевых роговиков по песчаникам.

Габброиды первой фазы комплекса обычно в виде мелких разрозненных тел фиксируются по периферии гранитоидных плутонов усть-беловского (Рыбалкинский, Яломанский, Карабельский, Тогускольский массивы) и боровлянского (Сок-Ярыкский массив) комплексов и в виде ксенолитов иногда присутствуют среди гранитов. В Рыбалкинском массиве габбро и габбродиориты представляют собой темно- и буровато-серые мелко-среднезернистые массивные, иногда шлирово-такситовые породы, состоящие из сосюритизированного лабрадора (40–50 %), частично замещенного актинолитом авгита (15–20 %), обыкновенной роговой обманки (25–30 %), биотита (до 10 %) и магнетита (до 5 %). Петрохимически характеризуются нормальной щелочностью ($Na_2O = 2,6 \%$, $K_2O = 1,1 \%$), умеренной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 16,4 \%$), титанистостью ($TiO_2 = 1,1 \%$), низкой железистостью ($FeO^*/MgO = 1,2$) и относятся к известково-щелочной серии. Наиболее крупные тела габброидов выделяются положительным магнитным полем интенсивностью до 150 000 нТл. Габбро и габбронориты пред-

ставляют собой темно- и буровато-серые мелко-среднезернистые массивные породы, состоящие из сосюритизированного зонального плагиоклаза (в центре – лабрадор, по краям – олигоклаз), частично замещенного актинолитом авгита (15–20 %), бронзита (0–10 %), обыкновенной роговой обманки или магнезиогастингсита (25–30 %) и магнетита. Структура пород пойкилоофитовая, иногда венцовая. Породы характеризуются нормальной щелочностью при повышенной калиевоности ($\text{Na}_2\text{O} = 1,8 \%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,6 \%$), повышенной глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 17 \%$), умеренно низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0,8 \%$) и железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,8$), характерными для высококалийевой известково-щелочной серии.

Вторая (главная) фаза внедрения объединяет большую группу пород, связанных постепенными переходами и формирующими зональное строение плутонов с локализацией кварцевых диоритов в эндоконтактной и периферической зонах массивов, гранодиоритов в промежуточной, наиболее широкой, зоне и меланогранитов в ядерной зоне массива. При этом характерной особенностью гранитоидов всех массивов комплекса является наличие большого количества меланократовых шпиров размером от первых сантиметров до первых метров, сложенных мелкозернистыми диоритоидными породами. Кварцевые диориты представляют собой серые, средне- и крупнозернистые породы, насыщенные шпиром габброидного состава овальной или сложной формы, и сложены зональным андезин-лабрадором, клинопироксеном и, иногда, гиперстеном, в сумме составляющих до 25–35 %, роговой обманкой, лепидомеланом, интерстиционным кварцем и калишпатом с акцессорными ильменитом, титаномagnetитом, апатитом, цирконом. Породы характеризуются умеренной щелочностью, незначительным преобладанием Na_2O (3,1 %) над K_2O (2,2 %), высокой известковистостью ($\text{C} = 0,63$), низкой глиноземистостью (индекс Шенда 0,92) и агапайтностью ($\text{K}_{\text{АГ}} = 0,47$). Гранодиориты и меланограниты характеризуются серой окраской, массивной и шпировой текстурой, средне- и мелкозернистой, нередко монзонитоидной и пойкилитовой структурой, состоят из кварца (20–30 %), зонального андезин-олигоклаза (40–45 %), лепидомелана (10–15 %), нерешетчатого калишпата (8–10 %), магнезиогастингсита и обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном. Породы характеризуются умеренно низким содержанием щелочей, незначительным преобладанием Na_2O (3,1–3,4 %) над K_2O (2,7–3,3 %), высокой известковистостью (0,45 для гранодиоритов и 0,26 для адамеллитов), низкой глиноземистостью (индекс Шенда = 1) и агапайтностью (0,52–0,64), типичными для гранитоидов андезитового ряда (I-тип гранитов).

С гранитоидами комплекса пространственно связаны жильные проявления золота, меди, цинка в контактах массивов Чикетаманского ареала.

Позднедевонский возраст комплекса устанавливается по радиологическим данным и прорыванию усть-беловскими гранитоидами вулканитов куратинского комплекса, массивов топольнинского комплекса среднего девона и даек урсульского комплекса позднего девона [303]. Это подтверждается результатами изотопного датирования Rb-Sr и U-Pb методом [283] гранодиоритов, меланогранитов и кварцевых диоритов Чикетаманского ($372,1 \pm 1,7$ млн лет), Северо-Яломанского ($371,4 \pm 3,4$ млн лет), Башчелак-

ского (364 ± 16 млн лет), Верхнебашчелакского (371 ± 15 млн лет) и Рыбалкинського (372 ± 27 ; 369 ± 13 млн лет) массивов.

Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (боровлянский комплекс)

Боровлянский гранодиорит-гранитовый комплекс ($\gamma\delta$ — $m\gamma$, γ , $1\gamma D_3$ — C_1b) распространен в западной и центральной части листа М-45, в виде Боровлянского ареала в бассейне р.Чарыш в Чарышско-Талицкой СФЗ (Загрихинский, Чарышский, Чечинский массивы Талицкого ареал-плутона) и Аргутского ареала в верхнем течении р.Катунь в Ануйско-Чуйской СФЗ (Сок-Ярыкский, Аргутский, Чибитский массивы).

В составе комплекса выделяются три фазы формирования [283]. В первую фазу выделяются порфиroidные (за счет КПШ) биотитовые гранодиориты и меланограниты, во вторую — порфиroidные биотитовые граниты, в третью — биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, также нередко порфиroidные. Жильные образования развиты сравнительно ограниченно и представлены дайками лейкогранитов, аплитов, пегматитов.

В пределах Боровлянского ареала гранитоиды главной фазы слагают основной объем наиболее крупных Загрихинского и Чечинского массивов. Контакты интрузий с вмещающими породами кембро-ордовикской горноалтайской серии резкие, субвертикальные, за исключением северо-восточного контакта Чечинского массива, кровля которого полого погружается под вмещающие породы, что подчеркивается широким (до 4 км) ореолом кварц-биотит-плагиоклазовых роговиков. В составе массивов преобладают серые среднезернистые порфиroidные биотитовые меланограниты (70—80 %); южные части тел сложены светло-серыми более крупнозернистыми, иногда порфиroidными (в Загрихинском массиве) лейкократовыми гранитами более поздней фазы [266], иногда сопровождаемыми зонами грейзенизации. В Чечинском массиве характерно развитие линейных зон катаклаза и кливажа, трассирующих левосдвиговые нарушения. Меланограниты характеризуются светло-серой окраской, массивной текстурой, порфиroidной (с фенокристаллами серого микроклина размером до 4 см) структурой. В составе пород характерно отсутствие амфибола и магнетита, преобладание микроклина над олигоклазом, высокие содержания биотита (до 15 %), часто развиты монцититовые структуры. Петрохимическими особенностями гранитов являются умеренная щелочность при сближенных значениях натрия и калия, высокая глиноземеистость (индекс Шенда 1,1), низкая алгаитность (0,58) и окисленность железа (0,24), типичные для гранитоидов S-типа. Аналогичные особенности сохраняются и в лейкократовых разновидностях второй фазы ($Na_2O = 2,8\%$, $K_2O = 4\%$; индекс Шенда 1,1; окисленность железа 0,19, алгаитность 0,61).

В составе массивов Аргутского ареала преобладают лейкократовые биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, а меланограниты (адамеллиты) и гранодиориты встречены в эндоконтакте и кровле массивов [303]. Лейкограниты характеризуются порфиroidностью с развитием крупных фенокристаллов калинатрового полевого шпата пертитового строения с пой-

килитовыми вростками таблитчатого зонального плагиоклаза. По облику, структуре и составу данные лейкограниты близки к гранитоидам турочакского комплекса, их петрогеохимические особенности включают несколько повышенную щелочность с вариацией от лейкогранитов нормального ряда до субщелочных лейкогранитов и агапитность (0,79–0,82), относительно невысокую глиноземистость (индекс Шенда 1,01–1,04), более характерные для гранитоидов анорогенного типа.

Вещественный состав и геологическое положение позволяют относить породные ассоциации боровлянского комплекса к проявлениям коллизионных гранитовой (Боровлянский ареал) и гранит-лейкогранитовой (Аргутский ареал) формаций [188] с металлогенической специализацией на вольфрам и молибден (Плесовчихинское жильно-грейзеновое проявление в Загрихинском массиве).

Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст данного комплекса устанавливается на основании его более позднего формирования в ареалах усть-беловского комплекса как составляющей единой габбро-гранитной серии и подкрепляется результатами изотопного датирования U-Pb и Rb-Sr методом порфириовидных биотитовых гранодиоритов Чарышского массива и гранитоидов других тел Боровлянского ареала на смежной территории (360–367 млн лет).

Гранит-граносиенит-лейкогранитовая формация (юстыдский комплекс)

Юстыдский гранит-лейкогранитовый комплекс ($\epsilon_{17}D_3-C_{17}ju$) развит на крайнем юго-востоке российской части территории листа М-45 в осевой части хр. Чихачева, в пределах Юстыдского прогиба Улгий-Юстыдской СФЗ. Включает серию небольших массивов Юстыдского ареала (с юга на север – *Богутинский, Юстыдский, Барбургазинский, Таштуозекский массивы*), на глубине, по данным геофизики, объединяющихся в один крупный батолитоподобный pluton [369].

В составе юстыдского комплекса в настоящий момент выделяются [283] две фазы внедрения. Первая фаза включает рапаквивиподобные высококальциевые меланограниты и лейкократовые граносиениты, во вторую фазу объединены биотитовые и двуслюдяные порфириовидные высококальциевые лейкограниты, в составе жильной фации рассматриваются аплиты, пегматиты и пегматоидные граниты. Наряду с этим, некоторые исследователи [165, 369] считали массивы комплекса однофазными, но полифациальными с грубозональным строением. Так, зональность Юстыдского массива выражена в распределении более меланократовых разностой гранитов в центральных частях интрузии, а более лейкократовых – по периферии и в эндоконтактах массива. Контактные изменения проявлены в образовании широкого (более 1 км) ореола плагиоклазовых и кордиеритовых, кварц-биотитовых и амфибол-эпидотовых роговиков. В экзоконтактах широко проявлены процессы турмалинизации, локально – скарнирование, грейзенизация и окварцевание. Рапаквивиподобные амфибол-биотитовые граниты и меланограниты (возможно контаминированные породы ранней

фазы или метамагматические образования) встречаются в пределах массивов комплекса ограниченно и, по [369], слагают небольшие участки среди биотитовых лейкогранитов и имеют с ними постепенные фациальные переходы, концентрируются в эндоконтактовых частях Юстыдского и Богутинского массивов или слагают участки во внутренней зоне последнего. Амфибол представлен [61] гастингситом, рапакивиподобные амфиболсодержащие граниты по составу существенно не отличаются от биотитовых лейкогранитов и, вероятно, представляют эндоконтактовые фации. Основной объем массивов юстыдского комплекса сложен порфиоровидными биотитовыми и мусковит-биотитовыми лейкогранитами с фенокристаллами калишпата, представленного микроклином и пертитом и, реже, плагиоклаза, нередко апозонального с олигоклазовым ядром и альбитовой оторочкой. Характерно обрастание калишпата альбитом с образованием овоидов, размер которых достигает 6–7 см. Биотит часто замещается мусковитом, хлоритом и, по данным В. А. Говердовского, близок к сидерофиллиту. Основная масса пород имеет обычно гранитовую, гранулитовую, участками аллотриоморфнозернистую и гранофировую структуру. Характерен широкий набор акцессорных минералов, среди которых доминируют ильменит (резко преобладает над магнетитом), циркон, монацит, турмалин, флюорит, сфен, апатит, арсенопирит, иногда присутствует гранат, топаз, ксенотим, барит.

Петрохимически структурные разновидности биотитовых лейкогранитов главной фазы существенно не различаются между собой и характеризуются пересыщенностью глиноземом и резким преобладанием калия над натрием, повышенной железистостью пород и биотита, и общей щелочностью (принадлежат как к умереннощелочной, так и к известково-щелочной сериям). Юстыдские граниты несут признаки гранитов А- и S-типа. Повышенные концентрации редких элементов (г/т): Rb (266), Sr (117), Nb (19), Zr (169), Ga (16) сближают данные лейкограниты с коллизионными гранитами S-типа, в то же время высокая железистость (0,76), повышенные содержания иттрия, церия, лантана, фтора (0,15 %, в меланогранитах — 0,34 %), минералогические особенности больше характерны для анорогенных А-гранитов. По данным В. А. Говердовского и С. Н. Руднева, гранитоиды Юстыдского и Таштуозекского массивов близки к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. В металлогеническом отношении породы юстыдского комплекса содержат повышенные концентрации ряда редких элементов. Обнаруживается парагенетическая связь гранитов с проявлениями вольфрама, олова, кобальта, урана, тория, флюорита, бериллия, висмута. Фиксируется значительное обогащение редкоземельными элементами эндо- и экзоконтактовых фаций. Характерной особенностью гранитоидов юстыдского комплекса является широкая проявленность в связи с его становлением процессов турмалинизации с образованием турмалиновых метасоматитов и зон рудной минерализации с кобальтом, оловом, вольфрамом, медью, золотом в экзо- и эндоконтактах массивов.

Возраст юстыдского комплекса определяется контактовым воздействием порфиоровидных лейкогранитов на франские отложения верхов юстыдской серии (богутинской свиты) и пересечением юстыдских гранитов дай-

ками долеритов позднепермско-раннетриасового терехтинского комплекса. Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст комплекса подтверждается изотопными U-Pb определениями по цирконам ($355,7 \pm 8,6$ — SHRIMP, $377,5 \pm 4,4$ млн лет).

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Плутонические образования данного цикла представлены, в соответствии с Алтайской серийной легендой [283, 449], интрузивными и дайковыми комплексами пермо-триасовой и юрско-меловой плутонических провинций с развитием батолитовых и редкометалльно-плюмазитовых гранитоидных, щелочно-базитовых, латитовых образований.

Щелочногранитовая формация (шибеликский комплекс)

Шибеликский щелочногранитовый комплекс (E_γ, E_γПС₃–P₁ξ) распространен локально в виде компактного ареала в центральной части Курагинского прогиба (междуречье Урсул–Каракол) и объединяет несколько малых гипабиссальных массивов рибекитовых гранит-порфиров (*Шибеликский, Куладинский и Каракольский массивы*), а также дайки аналогичных пород протяженностью до 3 км. Массивы имеют линейно-вытянутую форму, согласно простиранию прогиба, прорывают отложения верхнеживетско-франской урскульской серии и приурочены к взбросо-надвиговому разрывным нарушениям субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Контакты тел с вмещающими породами крутые, субвертикальные, в эндоконтактах породы приобретают эффузивоподобный порфировый облик, участками проявлен слабый катаклиз. Куладинский массив рассечен меридиональным дизъюнктивом, содержит секущие субширотные дайки щелочных риолитов.

В Алтайской серийной легенде и схеме корреляции [283] предусмотрено выделение двух фаз внедрения. Первая — представлена щелочными эгирин-рибекитовыми микропегматитовыми гранитами (варьируют до меланогранитов); вторая фаза объединяет микропегматитовые и миароловые рибекитовые лейкограниты, дайковые гранит-порфиры и гранофиры, по уровню общей щелочности варьирующие от щелочных (с суммой щелочей до 11 %) до низкощелочных ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,97\text{--}7,84$ %) разностей, но содержащих рибекит. Гранитоиды характеризуются синевато-темно-серой окраской, гнейсовидной или массивной текстурой, равномернозернистой, реже порфировидной структурой. Вкрапленники составляют не менее 40 % объема породы, имеют размеры от 0,6 до 3 мм и представлены кварцем, корродированным таблитчатым калишпатом (с включениями игольчатого рибекита) и рибекитом (в равных соотношениях), редко альбитом. Основная масса гипидиоморфнозернистая, состоит из калишпата, кварца, иголок рибекита (общее содержание последнего составляет до 10 — 25 % объема породы), аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, сфеном, магнетитом. Петрохимическими особенностями пород

являются крайне низкие глиноземистость (индекс Шенда 0,82) и известковистость (0,04), а также высокая агапитность (1,1), отличающие (наряду с окраской и отсутствием биотита) данные образования от щелочных рибекитовых гранитов среднедевонских топольнинского и майорского комплексов.

Возраст шибеликского комплекса определяется наличием интрузивных контактов с отложениями урскульской серии (поздний живет—фран), контактовым воздействием Шибеликского массива на базитовый силл урскульского комплекса, а также непосредственным определением возраста щелочных гранитов Шибеликского интрузива уран-свинцовым методом по цирконам (SHRIMP, ЦИИ ВСЕГЕИ) — граница карбона—перми: $301,4 \pm 5,6$ млн лет.

Габбро-долеритовая формация (терехтинский комплекс)

Терехтинский габбро-долеритовый дайковый комплекс (${}^m\nu$, ${}^s\chi$, ${}^m\nu$ — ${}^m\gamma P_2$ — T_1t) объединяет дайковые пояса долеритов, развитые на всей территории листа М-45 и трассирующие фрагменты Чарышско-Терехтинского, Южно-Терехтинского, Курайского, Куячинского глубинных разломов (*Терехтинский, Кайтанакский, Курайский, Шебалинский пояса*) и отдельных тектонических зон в центральной (Уйменский пояс), восточной (Улаганский пояс) и юго-восточной (Юстыдский и Сайлюгемский пояса) части Горного Алтая. Среди даек резко преобладают долериты и габбродолериты, в подчиненном количестве отмечаются спессартиты, микродиориты, редко в тех же дайковых поясах некоторыми исследователями отмечаются монцонит-порфиры, гранит-порфиры, гранофиры, риолиты и сложные дайки. К данному комплексу, возможно, относится и часть даек долеритов, включенных, при их слабой изученности, в состав позднедевонского малоабаканского комплекса и на территории Западного Саяна выделяющихся в дарлигский дайковый долерит-лампрофировый комплекс.

Мощность даек габбродолеритов и долеритов терехтинского комплекса обычно варьирует от 0,5 до 3 м, редко до 100 м при протяженности до нескольких километров. Часто породы имеют свежий кайнотипный облик, полнокристаллические структуры и не затронуты катаклазом. Контактные изменения с образованием кварц-биотит-актинолитовых роговиков незначительно проявлены в глинистых сланцах, а также в известняках силура, где наряду с мраморизацией известны проявления эпидот-гранат-магнетитовых скарнов с сульфидной минерализацией. Долериты и габбродолериты представляют собой темно-зеленые микро-мелкозернистые массивные породы офитовой или пойкилоофитовой структуры и состоят (%) из сосюритизированного лабрадора (45—55), интерстициального авгита и титан-авгита (0—40), в различной степени псевдоморфно замещенного магнезиальной роговой обманкой (до 40), кварца (до 10), биотита (2—6), титаномagnetита (4—6), вторичных хлорита, актинолита, эпидота, лейкоксена, аксессуарных сфена и апатита.

Петрохимически долериты терехтинского комплекса как внутриплитные образования характеризуются умеренной и высокой титанистостью ($TiO_2 = 1,3$ — $3,5$ %), низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 14,5$ %), высокой

железистостью ($\text{FeO}^* = 11,5-15$), нередко повышенными содержаниями фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,2-0,9 \%$), соответствуя по составу континентальным толеитам ($\text{K}_2\text{O} = 0,2-0,8 \%$) и субщелочным базальтам ($\text{K}_2\text{O} = 1-2,6 \%$) континентальной трахибазальтовой формации.

К терехтинскому комплексу относятся дайки долеритов Юстыдского прогиба, прорывающие гранитоиды позднедевонского юстыдского комплекса (Юстыдский и Богутинский массивы) и вмещающие их карбонатно-терригенные отложения позднедевонской богутинской свиты. По данным В. И. Крупчатникова [369], здесь дайковые тела часто концентрируются в пучки из нескольких сближенных субпараллельных тел преимущественно субмеридионального простирания. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до 8–10 м, протяженность от десятков метров до нескольких километров при крутом и субвертикальном залегании. Контакты тел обычно резкие, прямолинейные, экзоконтактовые изменения выражены в окварцевании, эпидотизации, амфиболизации, вдоль контактов нередко развиты цеолиты в виде секущих прожилков, гнезд и метасоматитов. Часто дайковые тела брекчированы, катаклазированы и продольно рассланцованы. Слагающие их долериты и метадолериты обычно имеют массивную, реже такситовую и миндалекаменную текстуру. Минеральный состав характеризуется широким развитием ксеноморфного клинопироксена, представленного буроватым авгитом, и плагиоклаза повышенной основности от лабрадора до битовнита. В порфирировых разностях последний образует фенокристаллы размером до 3–4 см. Изредка диагностируется оливин. Особенностью данных долеритов является повышенное содержание биотита, развитого в мелкочешуйчатых агрегатах с амфиболом и, редко, мусковитом, а также совместно с актинолитом слагающего секущие прожилки или каемки вокруг кристаллов плагиоклаза. Набор аксессуарных минералов включает магнетит, ильменит, апатит, циркон, турмалин, топаз, флюорит, пирит, арсенопирит, сфен, редко – галенит, кобальтин, шеелит.

Химический состав долеритов характеризует их как низкокремнеземистые ($\text{SiO}_2 = 46-48 \%$), низко- и умеренноглиноземистые ($a_l = 0,84$) породы с повышенным содержанием (%) K_2O (1,18), TiO_2 (1,92), P_2O_5 (0,21), близкие к оливиновым базальтам и калиевым континентальным толеитам. Устанавливается обогащенность данных пород (г/т): свинцом, бериллием, оловом, иттрием (41), цирконием (237), скандием (69), молибденом, литием, цезием, бором и обедненность хромом, барием (150) и стронцием (220), что характерно для внутриплитных базитов и щелочно-базальтовых комплексов.

Менее определенно устанавливается принадлежность к терехтинскому комплексу редких даек и дайковых пучков более отдаленных ареалов (Ишинский, Уйменский дайковые пояса), где, в частности, в бассейне Мал. Иши среди интенсивно дислоцированных пород присутствуют слабокатаклазированные дайковые тела порфирировых базальтов и долеритов с совместным присутствием во вкрапленниках апозонального плагиоклаза, клинопироксена, буро-зеленой, оливково-зеленой и бурой роговой обманки и оливина, часто разложенного и замещенного агрегатом актинолит-тремолитовых минералов, иддингсита, серпентина и карбоната. Породы характеризуются низкой железистостью ($f = 54$), умеренной глиноземистостью ($a_l' = 0,95$), повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 3,03 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 1,04 \%$ при

$\text{SiO}_2 = 47,16 \%$) и по содержаниям Zr, Sr, Ba, K и ряда других элементов соответствуют внутриплитным континентальным базальтоидам.

Позднепермско-раннетриасовый возраст терехтинского комплекса с определенной степенью условности устанавливается серийной легендой и по прорыванию дайками долеритов позднедевонских отложений и гранитоидов. На смежной к западу территории Рудного Алтая, по данным О. В. Мурзина, отмечено прорывание дайками подобных долеритов интрузий волчихинского комплекса среднего–позднего карбона, калбинского комплекса ранней перми и срезание даек гранитоидами синюшинского комплекса пермо-триасового возраста.

Гранит-лейкогранитовая формация (белокурухинский, синюшинский, атуркольский комплексы)

Синюшинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый комплекс (γ - $l\gamma P_2$ - T_1s) пользуется широким распространением на смежной территории Республики Казахстан, а на российской части площади листа М-45 представлен только восточной частью Быстухинского и Шихалихинского массивов, локализованных в пределах одноименного и Верхне-Катунского блоков Холзуно-Чуйской СФЗ в западной части хр. Листвяга. В целом, сменяет в северо-восточном направлении (от осевой зоны коллизии) гранитоидные батолиты позднепермского калбинского комплекса Казахстана и далее сам сменяется ареалами развития массивов белокурухинского комплекса Горного Алтая и жерновского комплекса Салаира.

Быструшинский массив прорывает метаморфические образования раннего–среднего палеозоя и среднедевонские гранитоиды и ороговиковывает динамометаморфизованные палеозойские породы, включая нижнекаменноугольные отложения на смежной территории Казахстана. Мощность контактовых ореолов не превышает нескольких сот метров, вмещающие породы метаморфизованы в условиях роговообманково-роговиковой фации и представлены кварц-биотитовыми, кварц-кордиерит-биотитовыми и плагиоклаз-эпидот-актинолитовыми роговиками, участками отмечаются гранат-везувиановые, диопсид-гранатовые и эпидот-гранатовые скарны [187]. В составе массива выделяются граниты и лейкограниты второй и третьей фаз внедрения, жильные аплиты, пегматиты, редкие дайки гранит-порфиоров и долеритов. По данным Ю. С. Перфильева, существенно преобладают биотитовые равномернозернистые и порфиroidные граниты второй фазы внедрения. В эндоконтактах массива развиты гранодиориты, реже граносиениты и кварцевые сиениты, а также лейкократовые габбро предшествующего среднедевонского катандинского комплекса.

Биотитовые граниты Быструшинского массива представляют собой светло-серые, розовато-серые массивные средне-крупнозернистые, часто порфиroidные разности с фенокристаллами белого и розоватого таблитчатого микроклина размером до 3 см, составляющими до 30 % объема породы. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, микропегматитовая, образована зернами микроклина (26 %), олигоклаза (35 %), кварца (32 %), биотита (7 %); изредка отмечается присутствие роговой об-

манки или мусковита. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, лейкоксоном, акцессорные — цирконом, турмалином, сфеном, ортитом, апатитом, рутилом, магнетитом. Породы характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием K_2O (4,3 %) над Na_2O (3,3 %), повышенной глиноземистостью (индекс Шенда 1,06), известковистостью (0,22) и невысокой агапитностью (0,73), что более типично для плюмазитовых гранитоидных серий. Среди биотитовых гранитов массива отмечаются мелкие штокообразные и жильные тела мусковитовых и аляскитовых лейкогранитов, представленных светло-розовыми массивными средне- и крупнозернистыми породами паналлотриоморфнозернистой структуры. В сравнении с породами главной фазы лейкограниты несколько обогащены щелочами в пределах известково-щелочных серий пород нормальной щелочности ($K_2O = 4,5$ %, $Na_2O = 3,4$ %) и глиноземом (индекс Шенда 1,13), что в совокупности с повсеместным преобладанием калия над натрием более характеризует данную породную ассоциацию гранитоидов как типичную для проявлений коллизионной гранитовой или гранит-лейкогранитной формации.

Позднепермско-раннетриасовый возраст гранитоидов синюшинского комплекса устанавливается в соответствии с серийной легендой, схемой корреляции [44, 283] на основании прорывания ими каменноугольных отложений и радиологических данных, полученных U-Pb методом по цирконам и Rb-Sr методом из порфириовидных биотитовых гранитов и лейкогранитов массивов смежных территорий (241–257 млн лет). При этом по возрасту и составу породные ассоциации данного комплекса уверенно коррелируются с калбинским, белокурухинским и жерновским гранитоидными комплексами, образующими единый латеральный ряд гранитоидных комплексов.

Белокурухинский гранит-лейкогранитовый комплекс ($\epsilon l\gamma$, γ - $l\gamma P_2$ - $T_1 b$) на территории листа М-45 развит ограниченно в его крайней северо-западной части, в пределах Аламбайско-Каимской (*Белокурухинский* и *Осокинский массивы*) и Талицкой (*Щебетинский*, *Верхнеталицкий*, *Каракольский массивы*) структурно-формационных зон. Последние, по гравиметрическим данным [372], представляют собой купола единого батолита вертикальной протяженностью 10–12 км, плавно погружающегося в северо-западном направлении вдоль зоны Бащелакского глубинного разлома. В гравитационном поле гранитоидам соответствует аномалия с относительным понижением 8–10 мГал и резко градиентными границами. Магнитное поле отрицательное, слабо дифференцированное. Массивы Щебетинского ареала прорывают, ороговиковывают (в ореолах до 2 км) и грейзенизируют все вмещающие породы, образуя контакты средней крутизны (50–70°) с падением в сторону вмещающих пород. Мощность контактовых ореолов массивов Белокурухинского ареала варьирует в широких пределах — от 1 до 3 км и зависит от крутизны падения контактов. Роговики отвечают условиям амфибол-роговиковой фации и в зависимости от состава исходных пород подразделяются на кордиерит-биотит-плагиоклазовые, биотит-кварцевые и кварц-эпидот-актинолитовые разности.

В составе белокурухинского комплекса В. А. Кривчиковым [140] и С. П. Шокальским [449] выделяются три фазы внедрения: в первую фазу

включаются весьма ограниченно развитые биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты и меланограниты, составляющие менее 1 % от объема всех проявлений комплекса; вторая фаза представлена количественно доминирующими порфиоровидными биотитовыми, иногда турмалин-биотитовыми гранитами (65 %); третья фаза объединяет двуслюдяные, мусковитовые, турмалин и гранатсодержащие лейкограниты и субщелочные лейкограниты (35 %). Жильные образования представлены редкими дайками гранофиоров, гранит-порфиоров, аплитовидных микрогранитов, жилами аплитов и пегматитов.

По данным В. А. Кривчикова [140], меланограниты и гранодиориты первой фазы слагают мелкие тела в западной части *Осокинского массива*, прорывающие гранитоиды Сосновского массива усть-беловского комплекса, и представляют собой средне-крупнозернистые порфиоровидные породы с фенокристаллами полевого шпата размером до 3–5 см, состоящие из микроклин-пертита, альбита, кварца, биотита сидерофиллит-аннитового ряда с повышенным содержанием TiO_2 и Fe ($f = 46–49 \%$), роговой обманки ($f = 52 \%$), акцессорных сфена, апатита и магнетита. Породы характеризуются нормальной и повышенной щелочностью с преобладанием K_2O (5 %) над Na_2O (2,6 %), высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,10), низкой известковистостью (0,18). По данным А. Г. Владимирова, от гранодиоритов к гранитам второй фазы уменьшается сумма R3Э, возрастает европиевый минимум и степень фракционирования R3Э ($Ce/Yb = 25–40$). С породами первой фазы, по мнению В. А. Кривчикова, связаны дайки калиевых гранитов и лейкогранитов, представляющие собой неравномернозернистые породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза и калишпата, редко округлого кварца, содержащие умеренножелезистый ($f = 52–53 \%$) биотит (до 10 % в гранитах и 4 % в лейкогранитах), амфибол, акцессорные сфен, апатит, ортит, циркон и магнетит. Также характерно резкое преобладание K_2O (6,6 % – в гранитах и 6,8 % – в лейкогранитах) над Na_2O (2,2 % и 1,8 % соответственно).

Граниты второй фазы слагают подавляющую часть Белокурихинского и Осокинского массивов. Петротипический *Белокурихинский массив* приурочен к одноименному Белокурихинскому аллохтонному блоку, сложенному метаморфизованными породами нижнего палеозоя, на отдельных участках прорывает тектонически сопряженные вулканогенно-осадочные отложения Каменского аллохтона и карбонатно-терригенные отложения Чарышско-Чуйской СФЗ. Бурением гранитоиды комплекса установлены под покровом палеоген-четвертичных отложений Бийско-Барнаульской впадины. В магнитном поле гранитоиды оконтуриваются двумя аномальными зонами – Западно-Белокурихинской и Восточно-Белокурихинской с градиентным повышением соответственно 2–3 и 6–10 мЭ/км. Общее градиентное повышение магнитного поля обусловлено магнетитсодержащими гранитами массива, а линейные аномалии, тяготеющие к экзоконтакту – линейными зонами ороговикования. Форма тела лакколитообразная (или пластинообразная); по результатам моделирования его мощность составляет 2–3 км, за исключением корневой части (водораздел рек Сосновка и Белокуриха), где она превышает 10 км. Контакты массива извилистые, широко развиты мелкие апофизы с ксенолитами роговиков и крис-

таллосланцев. Наиболее крутое падение контакта наблюдается между селами Дресвянка и Песчаное. К северо-востоку от с. Карпово кровля массива полого погружается в юго-западном направлении, что подчеркивается широким развитием фации мелко-среднезернистых гранитов и большой шириной контактового ореола. Наиболее пологий контакт предполагается в бассейне Осиновки и Сосновки, где в сланцах Белокурихинского полиметаморфического комплекса широко проявлены контактово-метасоматические изменения и отмечаются мелкие спутники массива [140].

Среди гранитов Белокурихинского массива доминируют розовато-серые порфиroidные средне-крупнозернистые биотитовые разновидности. В краевых частях массива (в интервале до 300–800 м от контакта) отмечаются мелкозернистые и относительно равномернозернистые породы, часто со шлирами переработанных боковых пород. Широко проявлены автометасоматические изменения. Апограниты пространственно тяготеют к краевым и апикальным частям (юго-западный экзоконтакт) либо приурочены к протяженным тектоническим зонам – Искровско-Белокурихинской, Быстринско-Осокинской. По данным бурения апограниты установлены под покровом палеоген-четвертичных отложений Бийско-Барнаульской впадины. Преобразования выражаются в замещении первичного микроклина альбитом, мусковитизации и турмалинизации гранитоидов, а полях развития апогранитов отмечаются зоны грейзенизации. Граниты состоят (%) из решетчатого микроклин-пертита (40–55), слабозонального олигоклаза (20–30), кварца (25–30) и биотита (2–8). Вторичные минералы представлены серицитом, мусковитом, хлоритом, турмалином, сосюритом, акцессорные – крупными выделениями сфена, ильменитом, магнетитом, цирконом, ортитом, монацитом, эпидотом. Вкрапленники калишпата достигают размеров 9 см по удлинению и в скрещенных николях часто характеризуются неоднородным пятнистым угасанием и тенями замещенных полисинтетических двойников и зональных кристаллов плагиоклаза. Породы характеризуются нормальной щелочностью, заметным преобладанием K_2O над Na_2O (соответственно 4,7 и 2,9 % при $SiO_2 = 72,5$ %), повышенной окисленностью железа (0,36) и высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,14); по содержанию большинства элементов (г/т) отвечают гранитам стандартного типа ($V = 22$, $Co = 4$, $Ni = 6$, $Cr = 31$, $Sr = 176$, $Rb = 233$), приближаясь, благодаря повышенным концентрациям лития (131) и цезия (13), к гранитам редкометалльно-плюмазитового типа [140], по мнению ряда исследователей, представляющих собой дифференциаты палингенных известково-щелочных гранитоидов S-типа [115, 279].

Гранитоиды третьей фазы широко представлены в *Щебетинском, Верхнеталицком и Каракольском массивах* в пределах Талицкой СФЗ, а также слагают мелкий *Курановский шток* в центральной части Белокурихинского массива. Массивы сложены связанными фаціальными переходами среднезернистыми и крупно-среднезернистыми порфиroidными турмалиндвуслюдянными и гранат-турмалин-мусковитовыми лейкогранитами нормального и умереннощелочного ряда. В приконтактных частях массивов местами отмечены мелкозернистые разновидности. Гранитоиды лишены следов катаклаза, широко проявленного в соседних массивах более древних комплексов. Двуслюдяные субщелочные лейкограниты состоят из решетчатого

го микроклин-пертита ($\Delta = 0,86$), образующего (%) вкрапленники размером до 6 см по длинной оси (45), кварца (30–35), слабо зонального альбит-олигоклаза и альбита (30–35), высокоглиноземистого лепидомелана (2–3), мусковита (2–5), турмалина. Акцессорные минералы представлены (г/т) турмалином (2800), магнетитом (256), апатитом (149), ильменитом (76), гранатом (54), цирконом, молибденитом, урановой слюдкой и многими другими минералами. Породы характеризуются широкими вариациями щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,3\text{--}8,7\%$), незначительным преобладанием K_2O над Na_2O , высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,19), низкой известковистостью (0,19). По содержанию элементов-примесей (г/т) породы третьей фазы Белокурихинского комплекса соответствуют гранитам редкометалльно-плюмазитового типа ($\text{Li} = 151$, $\text{Cs} = 21$, $\text{Rb} = 296$, $\text{Sr} = 115$, $\text{Sn} = 6,3$).

Курановский «шток» в Белокурихинском массиве локализован в верховьях р. Чернова и представляет собой серию сближенных, разнообразно ориентированных тел субщелочных лейкогранитов мощностью до 50 м, прорывающих среднезернистые слабопорфировидные граниты. Судя по особенностям физических полей к северо-востоку от «штока» (отрицательная аномалия ΔT_a субмеридиональной северо-восточной ориентировки и совпадающая с ней в плане гравитационная аномалия с горизонтальными градиентами 4–6 мГал/км и глубоким минимумом), последний, вероятно, является крайней юго-западной частью не вскрытого эрозией крупного тела лейкократовых гранитов, протягивающегося до пос. Белокуриха. Породы данного «штока» характеризуются средне-крупнозернистой структурой, шпирово-такситовой текстурой и содержат многочисленные пегматитовые гнезда и кварц-полевошпатовые жилы. По данным А. Г. Владимирова с соавторами [45], особенностью минерального состава является наличие первичного(?) мусковита, высокоглиноземистого биотита и граната. Породы характеризуются высокой щелочностью с заметным преобладанием K_2O над Na_2O (5,2 % и 3,2 %), при этом по содержанию некоторых элементов-примесей (по данным Ю. В. Тикунова) приближены к гранитам редкометалльно-плюмазитового типа (г/т): ($\text{Sr} = 67$, $\text{Ba} = 247$, $\text{Cs} = 15,6$, U – до 10, Ta – до 2,1, Ce – до 86, Rb – до 311, Li – от 135–175 (до 400, по данным Е. Н. Трибунского [102]).

Двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты широко развиты в *Верхнеталицком* и *Каракольском* массивах Талицкого ареала и состоят (%) из решетчатого микроклин-пертита, часто образующего мегакристаллы с характерным уплощенным габитусом (30–35), кварца (30–35), слабо зонального альбит-олигоклаза или альбита (30–35), высокоглиноземистого лепидомелана (до 3), мусковита (2–5), турмалина, граната. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, агрегатом сосюрита, акцессорные – ильменитом, флюоритом, апатитом. Породы характеризуются нормальной щелочностью (соответственно $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,4\%$ и $7,6\%$), незначительным преобладанием K_2O над Na_2O , высокой глиноземистостью (индекс Шенда 1,19 и 1,28), низкой известковистостью (0,11 и 0,04), постоянно содержат нормативный корунд. Отмечаются высокие содержания редких щелочей (г/т): $\text{Li} = 170$ и 190 , $\text{Rb} = 380$ и 485 , $\text{Cs} = 23$ и 25 , вольфрама бериллия, молибдена, тантала и ниобия [101].

Характерной особенностью комплекса является наличие многочисленных жил пегматитов. В Белокурихинском массиве они образуют рои субширотного и северо-западного простирания, пространственно тяготеющие к вышеупомянутым тектоническим зонам. При этом наиболее протяженные тела пегматитов характеризуются пологим залеганием. Эти образования имеют резкие контакты с породами главной фазы, выдержаны по простиранию, но незначительны по мощности. Внешние части тел обычно характеризуются мелкозернистой аплитовидной структурой, а внутренние — пегматоидной. В ряде случаев пегматоидный гранит к центру жилы сменяется крупноблоковым микроклином, а затем кварцем. В породах часто присутствуют турмалин и гранат. В протолочках из пегматитов устанавливается поликраз, колумбит, монацит, берилл, висмутин. В. А. Кривчиковым [140] белокурихинские гранитоиды выделяются в плюмазитовый (перглиноземистый) подтип гранитов А-типа с эволюцией расплавов в направлении увеличения общей щелочности и редкометалльности от главной фазы к дополнительной. В то же время, петрогеохимические характеристики и структурно-тектоническое положение гранитоидов позволяют рассматривать данную породную ассоциацию как типичные коллизионные S-граниты.

С гранитоидами белокурихинского комплекса связаны жильно-грейзеновые уран-редкометалльные (бериллий, тантало-ниобаты, уран) и вольфрам-редкометалльные (вольфрам, молибден, бериллий) проявления, при этом с породами главной фазы ассоциированы месторождения вольфрама, а с породами лейкократовой фазы - месторождения и проявления бериллия, вольфрама, молибдена, урановые аномалии. К пегматитам приурочены проявления бериллия, лития и тантало-ниобиевая минерализация.

Позднепермско-раннетриасовый возраст белокурихинского комплекса в соответствии с серийной легендой и схемой корреляции [283] определяется на основании радиологических данных (табл. 1). По данным А. Г. Владимирова [47], близкие результаты получены U-Pb-методом по цирконам из лейкогранитов Каракольского массива (243,5 ± 4,7 млн лет), а также (U-Pb и Rb-Sr методы) из порфиroidных крупнозернистых биотитовых гранитов и лейкогранитов Белокурихинского массива (232 ± 4,7 и 245 ± 8 млн лет) и свидетельствуют, скорее, о триасовом возрасте комплекса. По составу, возрасту и структурному положению последний уверенно коррелируется с синюшинским комплексом Рудного Алтая и жерновским комплексом Салаира, занимая промежуточное между ними положение в едином батолитовом поясе и сменяя в восточном и северо-восточном направлении гранитоидные батолиты коллизионного пермского калбинского комплекса герцинской Обь-Зайсанской складчатой области.

Атуркольский гранитовый комплекс ($\gamma P_2 - T_1 a$) представлен одноименным массивом в Кабак-Тайгинской зоне разломов Западно-Саянского мегаблока. Авторами серийной легенды и схемы корреляции [283] к атуркольскому комплексу отнесен также Чувльчинский гранитовый массив в северной части одноименного блока. Петротипический *Атуркольский массив* имеет размеры 13 × 10 км и субизометричную в плане форму, дискордантную по отношению к вмещающим геологическим структурам. С. П. Шокальским [283] в составе атуркольского комплекса выделяются две фазы внедрения: первая, включающая порфиroidные биотитовые меланогра-

ниты, и вторая, в которую входят биотитовые и двуслюдяные лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты.

По результатам геологосъемочных работ [316], массив сложен однородными крупнопорфировидными биотитовыми, редко — амфибол-биотитовыми гранитами массивной текстуры, содержащими фенокристаллы микроклина размером до 2–3, иногда до 5 см (нередко с плагиоклазовой оторочкой) и, менее, плагиоклаза (олигоклаза) размером до 1–2 см. Количество биотита достигает 5–10 %, что позволяет данные породы относить к меланогранитам; в качестве аксессуарных минералов широко развиты магнетит (до 7 кг/т), ильменит, турмалин, циркон, ортит, апатит, торит, редко встречаются рутил, флюорит, гранат, молибденит, монацит, ксенотим, корунд. Распределение кристаллов микроклина иногда характеризуется трахитоидностью, что придает породам гнейсовидный облик, в других случаях наблюдаются их шпироподобные скопления (до 90 % объема породы), присутствуют также обособления более мелкозернистых и более меланократовых пород с содержанием биотита до 20 %. Фиксируются фациальные вариации гранитов до биотитовых крупнопорфировидных гранодиоритов. Жильные образования представлены маломощными телами гранит-порфиров, аплитов и пегматитов, жилами лейкогранитов (иногда повышенной щелочности), распространенными как внутри массива, так и в его экзоконтактах, где вмещающие породы кембрия и раннего девона интенсивно изменены до кордиерит-биотитовых и биотитовых роговиков в ореоле до 3 км, на юго-западе сливающихся с полем биотитизированных пород, на космоснимках соответствующим кольцевой структуре, интерпретируемой как нескрытая интрузия, аналогичная Атуркольскому массиву. Наряду с роговиками, в контакте данного массива с породами самого различного возраста, локально развиты пироксен-гранатовые скарны с локальными концентрациями золота (до 1–3 г/т) и WO_3 (0,15 %).

Химический состав атуркольских гранитов характеризуется значительными вариациями содержаний петрогенных элементов и коэффициентов глиноземистости (индекс Шенда 0,97–1,12, чаще 1,10–1,12), известковистости (0,06–0,20), железистости и калиевости. При общем доминировании меланогранитов характерна калиевая специализация щелочных элементов при повышенных содержаниях бериллия и пониженных концентрациях рубидия [9]. Более стабильным является почти всегда невысокий коэффициент агпаитности (0,68–0,75), при этом большее количество фигуративных точек гранитоидов главной фазы на диаграмме TAS располагаются в поле пород нормальной щелочности при небольшом (в лейкократовых разностях — до резкого) преобладании калия над натрием, другие точки составов биотитовых гранитов и меланогранитов с редкими вариациями до гранодиоритов — в поле умеренно щелочных пород. По петрохимическим показателям, содержанию (г/т) Ba (1106), Sr (662), Rb (116), Y (14,3), Nb (26,3), Zr (229), Ce (86,4) и ряда других элементов, рубидий-стронциевому отношению атуркольские граниты более соответствуют островодужным и коллизионным палингенным гранитоидам известково-щелочного или щелочного ряда.

Чульчинский массив расположен в северной части одноименного блока, в правобережье р. Чульча, имеет субширотное удлинение, субсогласное огра-

ничениям данного тектонического блока, и в северо-восточном эндоконтакте терригенной молассой — юрскими отложениями яхансоринской свиты. Породы, слагающие данный массив, нередко содержат ксенолиты вмещающих пород и представлены равномернозернистыми до порфириовидных биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами главной фазы с небольшим преобладанием микроклина над плагиоклазом, акцессорным турмалином и с вариациями от адамеллитов до лейкогранитов. В зоне экзоконтакта по метаморфическим породам зонального курайского комплекса развиты биотитовые роговики, в пределах массива встречаются жильные тела микрогранитов, пегматитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов. Лейкократовые гранитоиды Чульчинского массива характеризуются высокой глиноземистостью (1,30) при очень низкой известковистости (0,07), повышенной калиевостью (0,50) при пониженной алкаитности (0,67) и железистости (0,57). Отнесение массивных гранитов Чульчинского массива к атуркольскому комплексу требует изотопно-геохронологического обоснования. По вещественному составу данный комплекс более всего соответствует проявлениям гранитовой формации и может быть параллелизован с породными ассоциациями кубадринского комплекса, в ареалах которого локализован Атуркольский массив, или юстыдского комплекса, где более широко развиты лейкограниты. Структурная позиция комплекса резко отличается от позиции гранитоидных батолитов белокурухинского и синюшинского комплексов, с которыми он параллелизуется серийной легендой.

Геологический возраст гранитов Атуркольского массива определяется как постдевонский. Позднепермско-раннетриасовый возраст атуркольского комплекса принят условно в соответствии с серийной легендой [283], при этом имеющаяся на данный момент единственная изотопная (U-Pb методом по цирконам) датировка [368] устанавливает возраст $237,7 \pm 4,4$ млн лет.

Граносиенит-гранит-лейкогранитовая формация (айский, теранджикский, тархатинский комплексы)

Айский сиенит-граносиенит-лейкогранитовый комплекс ($\gamma\xi-\xi$, $\epsilon\gamma T_1a$) выделен на севере Горного Алтая, где представлен единственным одноименным ареалом, включающим достаточно крупный Айский массив и его мелкие сателлиты, локализованные в пределах Каимско-Аламбайской СФЗ. В составе комплекса, по данным В. А. Кривчикова [367], выделяются три фазы внедрения: в первую фазу включены монцогаббро, монцодиориты и меланосиениты; во вторую фазу объединены сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и субщелочные меланограниты; в составе третьей фазы развиты биотитовые мусковитсодержащие субщелочные лейкограниты, с фацией эндоконтакта, представленной флюоритсодержащими лейкогранитами и субщелочными лейкогранитами. Породы сиенитовой и гранитной группы развиты примерно в равных соотношениях. Жильные породы представлены редкими телами микрогранитов, гранит-порфиров и гранофинов.

Петротипический *Айский массив* (70 км²) входит в состав полихронно-магматического узла наряду с крупным Бирюксинским массивом, сложным преимущественно субщелочными лейкократовыми гранитоида-

ми топольнинской породной ассоциации. В отличие от девонских интрузий, гранитоиды Айского массива характеризуются высокоинтенсивным положительным магнитным полем с аномалиями изометричной формы и повышенной радиоактивностью. Гравитационное поле неоднородное с отрицательными и положительными остаточными аномалиями, отвечающими полям распространения различных фаз. Формы контактов ровные, иногда заливообразные. Центральная часть массива перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями. На западном фланге породы данного плутона прорывают микропегматитовые граниты Бирюксинского массива, которые на контакте перекристаллизованы с возникновением вторичного гранобластового агрегата биотит-кварц-полевошпатового состава. В юго-восточном и южном энконтакте Айского массива, конкордантном структурам Каимского аллохтонного блока, вмещающие венд-нижнекембрийские отложения в полосе от первых сотен метров до 1,5 км метаморфизованы с образованием кварц-кордиерит-биотитовых и кварц-плагиоклаз-эпидот-актинолитовых роговиков и единичных мелких тел актинолит-гранатовых скарнов.

Породы первой фазы внедрения образуют ксенолиты и ксеноблоки размером от первых десятков до сотен метров в поле развития сиенитов и кварцевых сиенитов, на контакте перекристаллизованы с возникновением вторичного гранобластового агрегата биотит-кварц-полевошпатового состава. Монцобагбро и монцодиориты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, сложенные преимущественно паргаситовой роговой обманкой ($f = 50\text{--}54\%$) и щелочным полевым шпатом, в незначительном объеме присутствует биотит. Вкрапленники щелочного полевого шпата насыщены включениями клинопироксена (салит), биотита, сфена и амфибола [141]. Меланосиениты в интерстициях содержат плагиоклаз и кварц (2–4%), аксессуарные минералы представлены (г/т) магнетитом (4942), апатитом (55) и цирконом (4). Они характеризуются высокой щелочностью ($K_2O = 7,6\%$, $Na_2O = 3,5\%$), титанистостью (1,6% TiO_2) и фосфористостью (0,3% P_2O_5), высоким содержанием (г/т) бария (3341), стронция (6520), циркония (205), ниобия (60), урана (5) и тория (20). Отмечается резко дифференцированное распределение легких и тяжелых лантаноидов при $\Sigma R3Э = 702$ г/т.

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты второй фазы связаны между собой постепенными переходами, с преобладанием двух последних разновидностей. Они слагают крупное (20 × 2 км) дугообразное тело, прослеженное почти непрерывно от горы Блинова на западе до хр. Типешка на востоке. Отдельные обнажения известны в центральной и северо-восточной частях Айского плутона и массива Айчонок. В кварцевых сиенитах и граносиенитах встречены крупные ксенолиты перекристаллизованных пироксен-амфиболовых меланократовых сиенитов и монцобагбро ранней фазы, кордиеритовых и амфиболовых роговиков, полосчатых полевошпатовых амфиболитов, перекристаллизованных девонских гранитов и риолитов. В них присутствуют дайки субщелочных амфибол-биотитовых гранит-порфиров, единичные гнезда пегматитов, мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов, гранат- и пироксенсодержащих кварцевых жил. Сиениты и кварцевые сиениты представляют собой красновато-серые крупно-средне-

зернистые массивные породы, состоящие из крупнопертитового калинатового полевого шпата (44–80 %), амфибола (до 15 %) паргасит-феррогаситингситового ряда ($f = 45–56$ %), биотита (до 10 %), сфена (до 2 %) и магнетита (1142 г/т), редко салита ($f = 32–36$ %). Характерно дифференцированное распределение РЗЭ с резким преобладанием легких над тяжелыми лантаноидами (при Σ РЗЭ = 202 г/т) и отсутствием аномалии по Eu. Отмечаются повышенные содержания (г/т) Rb (125), Sr (1445), Zr (140). В сиенитах фиксируется аномально высокое содержание Sr (до 8500 г/т), которое прогрессивно убывает с ростом кремнекислотности пород. По геохимическим особенностям породы близки к типичным для сиенитовой породной группы в составе гранитоидных серий А-типа. Граносиениты представляют собой крупно-среднезернистые равномернозернистые или порфирировидные породы, состоящие из калишпата (41 %), плагиоклаза (32,5 %), кварца (23 %), темно-бурого слабожелезистого ($f = 37–42$ %) биотита, зеленого амфибола (2–3 %), переходного по составу между эденитом и обыкновенной роговой обманкой ($f = 42–47$ %), аксессуарных сфена, циркона и апатита. Породы обладают пониженными, против кварцевых сиенитов, содержаниями бария, стронция и калия. Для них характерны крутые спектры РЗЭ без европиевого минимума, минимальные среди пород Айского массива концентрации тория, тантала, ниобия и максимальные содержания циркония и иттрия [47].

Субщелочные лейкограниты и граниты третьей фазы внедрения развиты в восточной части Айского массива (в районе горы Мохнатая), а также образуют прерывистую внешнюю оторочку главного сиенит-граносиенитового тела, повторяя его дугообразный изгиб. В западном слабо эродированном эндоконтакте (в 2 км севернее горы Березовая) С.П.Шокальским установлено прорывание среднезернистых биотит-амфиболовых кварцевых сиенитов мелко-среднезернистыми биотитовыми субщелочными гранитами. Поверхность контакта полого погружается под кварцевые сиениты, перекристаллизованные на расстоянии до 10–15 м от контакта с полным замещением амфибола мелкочешуйчатый вторичный биотитом. Субщелочные лейкограниты представляют собой розово-серые среднекрупнозернистые породы, состоящие из микроклина (29–43 %), альбит-олигоклаза (до 25 %), кварца (31–35 %), низкожелезистого ($f = 43–46$ %) биотита (2–5 %), мусковита (1–2 %), аксессуарных (г/т) циркона (10,2), апатита (1,6), флюорита (26), магнетита (1642), сфена. В сравнении с граносиенитами в гранитах наблюдается уменьшение концентраций РЗЭ (до 90,3 г/т – за счет иттриевой группы), Ta, Nb, Ba, Sr, отмечается слабо выраженный минимум по Eu. По петрохимическому и редкоэлементному составу породы наиболее близки к агапитовым гранитам А-типа (агапитность 0,92, известковистость 0,09), отличаясь от последних несколько повышенной глиноземистостью (индекс Шенда 1,02), более низким отношением Fe/Mg и повышенными содержаниями бария и стронция.

В. А. Кривчиковым [367] к фаціальным разновидностям третьей фазы отнесены флюоритсодержащие двуслюдяные субщелочные лейкограниты, образующие линейно-вытянутые участки шириной до 230 м и протяженностью до 1,5 км в юго-восточном эндоконтакте массива и выделяемые С. П. Шокальским в качестве миароловых флюоритсодержащих аляскитов

четвертой фазы внедрения. Особенностью этих образований является присутствие низкожелезистого ($f=37-44\%$) биотита (до 5%) с повышенными содержаниями F (4% и более), MnO (2,8–3%) и акцессорного флюорита (до 45 г/т), наличие миароловых текстур и пегматоидных прожилков. Породы характеризуются широкими вариациями редкоэлементного состава, минимальными среди гранитоидов Айского массива содержаниями Sr, Ba, R3Э, наличием в спектре R3Э европейского минимума. По особенностям химизма данные образования обнаруживают сходство с субщелочными лейкогранитами западного эндоконтакта Айского массива.

Вещественный состав пород айского комплекса позволяет рассматривать его в составе сиенит-гранитовой формации с принадлежностью к гранитоидным породным ассоциациям латитового ряда и коррелировать с подобными образованиями борсукского комплекса Салаира, теранджикского и тархатинского латитовых комплексов смежных территорий юго-востока Горного Алтая, локализованными, вместе с рассматриваемым комплексом, в единой субмеридиональной полосе к востоку от жерновско-белокурухинского гранитоидного батолитового пояса, с некоторым повышением щелочности сменяющего, в свою очередь, коллизионные (S-типа) гранитоиды калбинского комплекса. В то же время, по мнению А. Г. Владимирова, С. П. Шокальского и некоторых других геологов [47, 48, 283], формирование латитовых комплексов и редкометалльно-плюмазитовых гранитоидов данного этапа может быть связано с пермо-триасовым этапом рифтогенно-сдвигового магматизма.

Раннетриасовый возраст айского комплекса устанавливается по его геологическому положению и на основании радиологических данных, полученных А. Г. Владимировым с соавторами [47] U-Pb методом по цирконам из сиенитов горы Блинова ($248,9 \pm 5,7$ млн лет) и Rb-Sr методом из флюоритсодержащих лейкогранитов (244 ± 5 млн лет).

Теранджикский гранит-граносиенит-монцодиоритовый комплекс ($\gamma_5 T_1 t_z$) выделен в виде единственного мелкого одноименного массива и некоторого количества даек, приуроченных к зоне динамометаморфизма Кубадринского разлома (висячем блоке надвига) в пределах юго-западной периферии Курайского метаморфического блока.

Теранджикский массив имеет форму субизометричного штока размером $2 \times 1,5$ км с незначительным удлинением в северо-западном направлении вдоль зоны разлома. Юго-западный контакт массива тектонический, в других случаях наблюдается орговикование кристаллосланцев курайского метаморфического комплекса и динамометаморфических пород карасуйского комплекса, в юго-восточной части при пологом ($20-30^\circ$) залегании контакта ореол роговиков достигает 200 м. Внутреннее строение массива характеризуется концентрической зональностью. По данным А. И. Родыгина [205], Н. И. Гусева [317], в северо-западной части массива в небольшом объеме развиты породы первой фазы внедрения, представленные среднезернистыми и средне-крупнозернистыми биотит-пироксен-амфиболовыми монцонитами и монцодиоритами, сменяющимися к юго-востоку пироксен-амфибол-биотитовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцодиоритами второй фазы, слагающими также значительную площадь в юго-восточной части массива. Центральная часть штока сложена розоватыми мелкозернистыми биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами третьей фазы.

Н. И. Гусевым отмечается значительная изменчивость минерального состава, особенно в породах первой и второй фаз, при этом граница фаз нечеткая и выражена полосой гибридных пород такситового строения шириной около 3–4 м. Дайковые породы теранджикского возраста представлены шонкинитами, вогезитами, сиенит-порфирами, а также порфиrowыми трахиандезитами и трахидацитами Кубадринского железорудного поля. Шонкиниты в различной степени альбитизированы и характеризуются преобладанием авгита над биотитом и роговой обманкой, вогезиты, как и шонкиниты, имеют призматическизернистую структуру, где альбитизированный калишпат доминирует над роговой обманкой и плагиоклазом, роговообманковые сиенит-порфиры характеризуются бостонитовой основной массой и развитием фенокристаллов почти полностью альбитизированного калишпата. Трахиандезиты и трахидациты макроскопически имеют эффузивный облик при порфиrowой, гломеропорфиrowой структуре и вариолитовой основной массе. Петрогеохимические особенности пород данного комплекса свидетельствуют о их принадлежности к высококалийевой известково-щелочной и, менее, умереннощелочной серии, при этом характерны повышенные содержания фосфора и калия, а также бария, никеля, меди, вольфрама при пониженных концентрациях Zr, Nb, Be, Sc, Li, Cs, F. По мнению Н. И. Гусева [317] и С. П. Шокальского [283], теранджикские гранитоиды могут быть отнесены к производным латитовой магмы (по классификации Л. В. Таусона).

Раннетриасовый возраст теранджикского комплекса принят в соответствии с серийной легендой на основании корреляции с айским сиенит-граносиенит-лейкогранитовым комплексом.

Тархатинский граносиенит-монцодиоритовый комплекс ($m\xi T_1 tr$) в виде нескольких малых массивов выделен на юго-востоке Горного Алтая в северо-восточной пограничной зоне Южно-Алтайского мегаблока, где в зоне Саржегатинского разлома локализован петротипический Тархатинский массив. Еще один мелкий массив (Жаньедынгуйский шток) закартирован западнее, в левобережье р. Жасатер и, по результатам крупномасштабных геологосъемочных работ [293, 340, 369], рассматривался в составе чуйского лампрофиrowого комплекса. По мнению С. П. Шокальского [283], в составе комплекса выделяются две фазы внедрения; при этом в первую включаются пироксен-биотит-амфиболовые кварцевые монцониты и монцодиориты, а во вторую — высококалийевые микропегматитовые граносиениты и кварцевые сиениты.

Тархатинский массив расположен в бассейне верхнего течения р. Тархаты, где приурочен к зоне Саржегатинского разлома, имеет удлиненную форму, небольшие (около 3 км²) размеры и ориентирован в северо-западном направлении согласно простиранию разлома. В значительной части выходы данного интрузивного штока перекрыты четвертичными отложениями, с северо-востока массив контактирует (возможно, тектонически) с метаморфическими сланцами кокузекского комплекса, а на юго-востоке и на западе прорывает флишоидные терригенные отложения кембро-ордовикской горноалтайской серии. Вмещающие сланцы в ореоле от десятков метров в западном и до сотен метров в юго-восточном экзоконтакте превращены в кварц-биотитовые, кварц-мусковитовые, кварц-кордиерит-биотитовые роговики и гранитизированные ороговикованные породы.

По данным А. А. Долгушиной и И. В. Мариич [104], центральная часть массива сложена розовато-серыми неравномернозернистыми порфиroidными биотитовыми граносиенитами с крупными кристаллами калишпата размером до 8 мм, представленного высокоупорядоченным микроклином, в основной массе состоящей из кварца, биотита и полевых шпатов, среди которых присутствует плагиоклаз и пертитовый ортоклаз низкой степени упорядоченности. Очень редко встречаются зерна роговой обманки, акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Для пород эндоконтакта Тархатинского массива характерен более меланократовый облик и равномернозернистая структура; порфиroidные выделения полевого шпата почти не встречаются, но количество калишпата доходит до 50 %, а количество плагиоклаза снижается. Характерно кучное (шлирово-такситовое) распределение темноцветов, обычно представленных клинопироксеном, замещающимся роговой обманкой и амфиболом, часто замещающимся биотитом, в биотите часты включения рудного минерала и апатита. По химическому составу породы эндоконтактовой части Тархатинского массива соответствуют высококалийевым кварцевым сиенитам и, реже, сиенитам ($\text{Na}_2\text{O} = 1,55\text{--}2,70\%$, $\text{K}_2\text{O} = 6,99\text{--}8,55\%$ при $\text{SiO}_2 = 57,02\text{--}63,35\%$) с высокими содержаниями фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,38\text{--}0,71\%$), рубидия (344 г/т), бария (985 г/т), стронция (407 г/т), галлия (29 г/т), циркония (288 г/т). По редкоэлементному составу они близки к граносиенитам центральной части массива, отличаясь от них повышенными содержаниями группы железа. В целом породы данного массива характеризуются пониженными отношениями Rb/Sr (0,97) и K/Rb (146), обогащенностью барием и стронцием, а также в целом повышенной щелочностью при значительной роли калия, ассоциацией пироксена с биотитом, что более характерно для гранитоидов латитового ряда. С Тархатинским массивом пространственно ассоциированы многочисленные сульфидные, преимущественно медные рудопроявления и шлиховые ореолы шеелита.

Жаньедынгуйский массив имеет в плане овальную, вытянутую в северо-северо-западном направлении форму и очень небольшие размеры при площади выходов около 0,2 км². Данный шток прорывает отложения раннедевонской терригенно-андезитовой толщи и риолитоиды аксайского комплекса того же возраста с образованием широкого (до 350 м) контактового ореола кварц-биотитовых (по терригенным породам) и серицит-кварцевых (по вулканитам) роговиков; в поле последних закартирован еще один мелкий выход монцонитоидных пород. По данным В. И. Крупчатникова [369], Жаньедынгуйский массив сложен породами двух фациальных групп, при этом преобладающими являются меланократовые амфибол-биотитовые кварцевые монцониты со шлировыми существенно биотитовыми скоплениями и, участками, с гранофировой и микропегматитовой структурой. В южной части штока развиты мелко-среднезернистые лейкократовые биотитовые кварцевые сиениты и граносиениты, имеющие с монцонитами постепенный фациальный переход в интервале 1,5–3 м и характеризующиеся массивным обликом, гипидиоморфнозернистой и, участками, микропегматитовой структурой. Для массива характерны извилистые и заливообразные границы, в эндоконтакте породы приобретают неоднородный облик и неравномернозернистую структуру с полосами, линзами и гнездами калишпата, в приконтактовых зонах развиты кварц-хлоритовые жилы с

халькопиритом. Петрохимически монцитонитоиды характеризуются как низкоглиноземистые, высокомагнезиальные и высококалийевые породы с повышенным содержанием фосфора, рубидия, циркония, галлия, бария, бериллия, молибдена. Граносиениты имеют сходные петрогеохимические параметры и очень высокий коэффициент окисленности железа, что позволяет предполагать их принадлежность к латитовой серии.

Возраст тархатинского комплекса определяется серийной легендой и схемой корреляции [136] как раннетриасовый на основании его корреляции с айским сиенит-граносиенит-лейкогранитовым комплексом. Более определенно данные образования коррелируются с теранджикским комплексом Курайского блока, при этом вызывает сомнение целесообразность выделения двух самостоятельных интрузивных комплексов.

Гранит-лейкогранитовая формация (чиндагатуйский комплекс)

Чиндагатуйский гранит-лейкогранитовый комплекс (γ - $1\gamma J_1$ δn) образует обширный ареал на юге Горного Алтая в пределах Южно-Алтайской группы блоков, объединяя различные по размерам и форме массивы, большей частью локализованные среди терригенных флишоидных кембро-ордовикских отложений горноалтайской серии, в отдельных случаях среди вулканических пород раннедевонского трахиандезит-дацит-риолитового аксайского комплекса (Калгутинский массив) и средне-верхнедевонской юстыдской серии (Сузутусайский и Ценгейсайский массивы Монгун-Тайгинского ареала). Для многих массивов (Орочаганский, Акалахинский, Текекунгенский и др.) характерна удлиненная дискордантная форма с ориентировкой во взаимно перпендикулярных, запад-северо-западном и север-северо-восточном направлениях, трассирующих соответственно терехтинское направление разломов и зон локального растяжения в кинематической позиции скрытых трещин отрыва. Массивы данного комплекса прорывают гранитоиды среднедевонского рахмановского гранодиорит-гранитового комплекса, расширяя ареал их распространения на восток и окаймляя крупный Рахмановский плутон. Значительной частью массивы чиндагатуйского комплекса (Чиндагатуйский, Кунгурджаринский) расположены за пределами российской части территории листа М-45 или расположены полностью на территории Казахстана, образуя обширный Верхне-Бухтарминский ареал.

В составе комплекса С. П. Шокальским [283, 449] выделяются три фазы внедрения. Первая фаза включает порфириовидные биотитовые меланограниты, вторая — порфириовидные турмалиносодержащие мусковит-биотитовые граниты, третья — порфириовидные двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты с высокими содержаниями рубидия, лития, цезия. В то же время какого-либо заметного петрографического и петрохимического различия между гранитоидами различных фаз не отмечено; в различных массивах, по данным геологосъемочных работ [433], описывается разный, но очень близкий состав фазовых образований, при этом в состав первой и второй фаз включаются лейкограниты, в состав третьей — граниты, а фазовые контакты фиксируются по развитию мелкозернистых разностей. В составе

жильной фации развиты аплиты, микрограниты, гранит-порфиры и пегматиты, иногда слагающие сложнопостроенные тела с пегматитовым ядром и аплитовой оторочкой. В контакте с терригенными породами массивы комплекса имеют четкие интрузивные, нередко прямолинейные контакты с образованием зоны роговиков шириной до 1,5–2 км и, иногда, с их ксенолитами в эндоконтакте. Постинтрузивные метасоматические изменения в гранитах комплекса проявлены в виде грейзенизации, обычно приуроченной к зонам повышенной трещиноватости.

Петротипический *Чиндагатуйский массив* на данной территории занимает бассейн р. Чиндагатуй, имеет сложную форму и фиксируется отрицательной гравиметрической аномалией. По данным В. И. Тимкина [433], гранитоиды всех фаз характеризуются очень устойчивым структурно-текстурным обликом. Значительная часть массива сложена гранитоидами, относимыми к породам первой фазы, представленной биотитовыми и двуслюдяными гранитами средне-крупнозернистой и порфирированной до грубопорфирированной текстуры с фенокристаллами микроклина и плагиоклаза размером 3–5 см, иногда до 7 см и сильными вариациями количества мусковита. В эндоконтактовой части в интервале 1–3 м развиты породы гранит-порфирированного облика. К породам второй фазы отнесены двуслюдяные слабопорфирированные граниты и лейкограниты с более крупными кристаллами плагиоклаза размером до 3–4 см и с повсеместным присутствием турмалина. Во всех гранитоидах массива фиксируется относительно невысокий уровень щелочности (средние значения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,3\text{--}7,6\%$ по группам пород различной кремнекислотности от 68 до 75 %) высокоглиноземистых пород известково-щелочной серии с единичными отклонениями к умереннощелочным и низкощелочным породам. Характерны стабильные повышенные значения калиевокости (0,47–0,52) и невысокие – аспаитности (0,69–0,71) при небольшом снижении от меланогранитов к лейкогранитам коэффициентов известковистости (от 0,12 до 0,07), окисленности железа (от 0,32 до 0,14) и при повышении железистости (от 0,59 до 0,78) и глиноземистости (от 1,17 до 1,24).

Наиболее крупными массивами данного комплекса являются *Акалахинский* и *Орочаганский плутоны*, при этом первый сложен преимущественно биотитовыми гранитами, имеет асимметрично-овальную форму со скошенным, спрямленным (вероятно, крутым) юго-восточным контактом и ориентирован в северо-восточном направлении без видимой приуроченности к тектоническим нарушениям, а второй – сложную, вытянутую на 40 км в северо-западном направлении форму с провесами ороговикованной кровли в своей юго-восточной части, что может свидетельствовать о слабом эрозионном срезе данного массива. В Орочаганском массиве, наряду с порфирированными биотитовыми меланогранитами первой фазы, более, чем в других массивах, развиты двуслюдяные среднезернистые и слабопорфирированные лейкограниты и мелкозернистые аплитовидные (северо-запад массива) граниты и лейкограниты. Лейкократовые и аляскитовые разности гранитоидов (среднее значение $\text{SiO}_2 = 76\%$) характеризуются нормальной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 3,14\%$; $\text{K}_2\text{O} = 4,57\%$), пониженной известковистостью (0,05), слабоповышенными аспаитностью (0,78) и окисленностью (0,35) при тех же показателях калиевокости, глиноземистости и железистости, что и в гранитоидах Чиндагатуйского массива.

Обособленное пространственное и специфическое геологическое положение занимает *Калгутинский массив*, локализованный в ядерной части Калгутинского грабена, при этом предполагается, что на глубине данный pluton заполняет практически все пространство девонской вулканотектонической депрессии. На поверхности массив обнажен в виде субшироко ориентированного асимметричного овала, суженного и клиновидного на западе и расширенного на востоке. Вмещающие массив породы представлены контактово-метаморфизованными образованиями вулканического комплекса. Ширина контактового ореола варьирует от 300 м до 1,5 км [340], а в эндоконтактах местами отмечаются постепенные (в интервале 5–20 см) переходы гранитоидов в порфиоровые риолиты. В составе массива, по данным изучавших его геологов, выделяются две фазы внедрения: гранитовая и лейкогранитовая, а также жильная фация аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов. Характерным признаком доминирующих количественно биотитовых гранитов первой фазы является их порфиоровидность, при этом во внутренних частях массива преимущественным развитием пользуются крупно-среднезернистые, а в периферической и западной части – неравномернозернистые и мелко-среднезернистые разновидности. Часто фиксируется неоднородность пород, выраженная в полосчатости, наличии шширообразных скоплений биотита, в западной половине массива фиксируется присутствие эллипсоидальных до шарообразных включений пород гранодиоритового состава размером до 20–30 см.

Лейкограниты предположительно второй фазы внедрения Калгутинского массива слагают в его пределах три штока (Восточный, Джумалинский, Аргамджинский), расположенные цепочкой по широтной оси plutона. Наиболее крупный *Джумалинский купол* в центральной части массива имеет четко выраженное зональное строение: в периферических зонах развиты мелкозернистые порфиоровидные гранитоиды, во внутренних частях – преимущественно среднезернистые разновидности. Нередко, что особенно характерно для *Аргамджинского купола*, наблюдаются переходные разновидности и отсутствие резкого фазового контакта данных пород с порфиоровидными биотитовыми гранитами. Основными петрографическими особенностями лейкогранитов Калгутинского массива являются преобладание мусковита над биотитом и развитие турмалина, представленного шерлом и развитого в виде шшировых и цепочечных агрегатных обособлений, и более кислый состав плагиоклаза, в редких случаях представленного апозональными кристаллами с андезиновым ядром. Набор акцессорных минералов характеризуется наличием апатита, циркона, монацита, флюорита, обедненностью магнетитом, сфеном, обогащенностью турмалином, пиритом и присутствием высокоглиноземистых минералов (андалузит, силлиманит) и граната, а также вольфрамит, молибденит, базобисмутит, халькозина, халькопирита.

Петрохимические особенности гранитов и лейкогранитов Калгутинского массива позволяют относить данные образования к известково-щелочной серии пород нормальной щелочности (%): ($\text{Na}_2\text{O} = 3,11$, $\text{K}_2\text{O} = 4,42$ при $\text{SiO}_2 = 72,62$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,32$, $\text{K}_2\text{O} = 4,39$ при $\text{SiO}_2 = 74,85$). Как и для гранитоидов других массивов комплекса, для них характерна повышенная глиноземистость и пониженная алкалитность, при этом по всем петрохимиче-

ским параметрам отсутствует дискретность выделяемых породных групп при вариациях кремнекислотности от 71 до 77 % с преобладанием в различных массивах и штоках более (Восточный шток) или менее (Джумалинский купол) лейкократовых разностей. В целом, по большинству параметров, в том числе по петрохимическим характеристикам, содержаниям Ba (588 г/т), Sr (220 г/т), Rb (263 г/т), Nb (25 г/т), Zr (170 г/т), F (0,08 %), Sn (6,2 г/т), отношениям Ba/Rb (2,24), K/Rb (140), Rb/Sr (1,19) данная породная ассоциация приближается к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда (по Таусону) или к слабодифференцированной салической высокоглиноземистой серии S-типа при некоторых слабых отклонениях, главным образом, по несколько повышенному содержанию элементов щелочнометалльной группы (Li, Cs, Rb) и редких металлов (W, Mo, Be), к группе плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (фракционированные S-граниты по Пирсу) или редкометалльных гранитоидов щелочного ряда (редкометалльный индекс 378–1054), что более проявлено в лейкократовых разностях чиндагатуйских гранитоидов, и редкометалльной минерализации, металлогенической специализации на W, Sn, Co, Cu, U, Th. К Ценгейсайскому массиву приурочены Монгунтайгинское проявление молибдена, шеелитоносные скарны в породах кровли.

Раннеюрский возраст чиндагатуйского комплекса принимается с некоторой долей условности в соответствии с наличием в Калгутинском массиве даек слюдяных лампрофиров чуйского комплекса. Имеющиеся изотопные датировки [283] противоречивы, наряду с раннеюрскими (182 ± 9 млн лет – U-Pb методом по цирконам по гранитам Орочаганского массива; 196 ± 4 млн лет – U-Pb методом по цирконам из порфириовидных биотитовых гранит-лейкогранитов главной фазы Чиндагатуйского массива; 193–195 млн лет – Ar-Ar методом по монофракции мусковита и биотита) и позднеэриас-раннеюрскими ($201 \pm 1,5$ млн лет – Rb-Sr методом по валовым пробам совместной выборки гранитоидов Чиндагатуйского массива и Алахинского штока) возрастными, получены и более древние датировки ($238,7 \pm 1,1$ млн лет – Ar-Ar методом по монофракции биотита из разных пород Чиндагатуйского массива, 240 млн лет – по монофракции мусковита из мусковит-турмалинового гранита Кунгурджаринского массива, $235 \pm 8,7$ млн лет – Rb-Sr методом по валовым пробам мусковит-турмалиновых лейкогранитов Кунгурджаринского массива), свидетельствующие о средне-позднеэриасовом возрасте гранитоидов чиндагатуйского (калгутинского) комплекса. Последнее не исключает возможности их корреляции с близкими по составу синюшинского–белокурихинскими батолитовыми гранитоидами пермско-эриасовой магматической провинции. В этом случае массивы чиндагатуйского комплекса латерально (на юг и на юго-восток) и по возрасту будут наращивать ареалы развития коллизионных калбинско-синюшинско-белокурихинских гранитоидов.

По данным В. К. Дмитриевой [98], гранитоиды *Талдыбулакского массива* Южно-Чуйского блока сильно катаклазированы с образованием гетерогранобластового агрегата кварц-биотит-полевошпатового состава, а на отдельных участках в северо-западной части – милонитов.

**Аляскитовая формация (гипабиссальная фация глубинности,
литий-борная и литий-фтористая геохимические фации).
Алахинский, восточнокалгутинский комплексы**

Алахинский комплекс редкометалльных гранитов ($El\gamma J_1 a$) включает несколько мелких штоков и даек на юго-западной окраине плоскогорья Укок в районе Алахинского озера и перевала Укок на границе с Республикой Казахстан. На территории российской части листа М-45 полностью расположены два сближенных штока сподуменовых гранит-порфиров, локализованные в южной периферической части Рахмановского массива и имеющие размеры 1000×650 м и 400×250 м. В их составе С. П. Шокальским с соавторами [283] выделяются две фазы внедрения: первая, представленная высокоглиноземистыми лейкогранитами, и вторая, включающая гранит-порфиры, апогранитовые альбититы и танталоносные альбит-порфиры.

По результатам проведенных крупномасштабных геологосъемочных работ [433], *Алахинские штоки* сложены относительно однообразными, с вкраплениями кварца и сподумена гранит-порфирами, с крупными (до 150×70 м), инъецированными гранит-порфирами останцами и мелкими угловатыми ксенолитами вмещающих гранитов рахмановского комплекса. Фациально, что, в частности, наблюдается в южной части *Главного штока*, гранит-порфиры плавно сменяются лейкогранитами аплитовидного облика. В северном эндоконтакте Главного штока развита зона тонкозернистых, обогащенных скоплениями турмалина (шерла), альбититов, с удалением от контакта в интервале от первых метров до 20–30 м, сменяющаяся равномернозернистыми альбититами, кварцевыми альбититами и затем гранит-порфирами, при этом альбититы развиты и по границам крупных гранитных останцов. Граница зоны альбититов расплывчатая, при удалении от контакта в альбититах постепенно возрастает количество вкрапленников кварца, появляются таблитчатые выделения сподумена, в результате чего альбититы плавно переходят в гранит-порфиры, которые, наряду с ксенолитами гранитов, иногда содержат небольшие шпироподобные обособления и прожилки кварца с тонкоигольчатым турмалином. На контакте с алахинскими гранит-порфирами (и в останцах) гранитоиды рахмановского комплекса в полосе мощностью до 50 м превращены в грейзеноподобные турмалин-слюдисто-кварцевые метасоматиты, на большем удалении от контакта наблюдается чередование метасоматитов и относительно слабо измененных гранитов.

Минеральный состав гранит-порфиров характеризуется доминированием «чистого» альбита в основной массе породы, а сподумена и кварца — в крупных кристаллах при резко подчиненном количестве слюды и калиевого полевого шпата; среди акцессорных минералов установлены апатит, сфен, петалит, полуцит, амблигонит, бисмуто-танталит, танталит, холмквистит, в протолочках присутствуют тантало-ниабаты. Характерны (хотя часть Главного штока) фациальные вариации гранит-порфиров до аплитовидных разностей без сподуменовых вкрапленников. В целом, в вертикальном разрезе, от апикальной к более глубинным зонам массива, по данным В. И. Тимкина [433], устанавливается смена парагенезисов: альбит (кварц, мусковит) — альбит, кварц, сподумен (мусковит) — альбит, кварц, калишпат,

мусковит (сподумен), где в скобках указаны второстепенные минералы, при этом в наиболее глубоких горизонтах тел сподумен заменяется биотитом. В *Малом штоке* данная зональность проявлена менее четко. По существу, рассмотренная зональность представляет собой типичную метасоматическую колонку и свидетельствует о метасоматическом происхождении основных породных разностей данного комплекса.

Химический состав гранитоидов алахинского комплекса весьма специфичен. Сподуменовые гранит-порфиры характеризуются как высоколигиевые и высоконатриевые ($\text{Na}_2\text{O} = 6,5 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 2,4 \%$ при $\text{SiO}_2 = 69 \%$), высокожелезистые и весьма высокоглиноземистые (индекс Шенда 1,39) породы умереннощелочной серии (субщелочные микроклин-альбитовые меланограниты—граносиениты) с низким коэффициентом аспаитности (0,70) и очень низкими известковистостью (0,02) и окисленностью железа (0,05). Аплитовидные лейкократовые и мезократовые граниты без сподумена в среднем резко отличаются от гранит-порфиров низкой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 3,03 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 2,73 \%$ при $\text{SiO}_2 = 73,42 \%$) при более высокой калиевости (0,39), уникально низкой аспаитности (0,46) и уникально высокой глиноземистости (2,09); при этом известковистость, железистость (0,85) и окисленность остаются на том же уровне, что и в сподуменовых гранит-порфирах, а меняются только содержания лития и натрия при снижении содержания кремнезема. В целом, минеральная и петрогеохимическая зональность с образованием зон альбититов и турмалин-слюдисто-кварцевых метасоматитов может свидетельствовать о развитии в Алахинском массиве мощных процессов щелочного (Li—Na) метасоматоза во внутренних частях массива и зон кислотного выщелачивания с повышенным содержанием фтора и бора в его экзоконтакте. Сподуменовые гранит-порфиры Главного штока, кроме лития, обогащены танталом (до промышленных содержаний), рублидием, цезием, в меньшей степени — ниобием, бериллием, висмутом, на отдельных участках фиксируются повышенные концентрации фосфора, титана, вольфрама, фтора. По мнению В. И. Тимкина с соавторами [433], алахинские гранит-порфиры по своим петрогеохимическим и минералогическим характеристикам близки к пегматитам натрий-литиевого типа и субформации литий-фтористых гранитов (плюмазитовые редкометалльные лейкограниты по классификации Л. В. Таусона), отличаясь от них широким развитием сподумена в ассоциации с амблигонитом, а не литиевых слюд.

Восточнокалгутинский комплекс литий-фтористых лейкогранитов ($\epsilon\text{yTK}_1\nu\kappa$) локализован в виде штоко-дайкового пояса в восточной части Калгутинской вулcano-тектонической структуры к востоку от Калгутинского массива чиндагатуйского комплекса. Малые тела и дайки лейкогранитов и гранит-порфиров, относимых В. Б. Дергачевым и другими геологами к данному комплексу, образуют одноименный пояс субмеридионального простираения протяженностью 20 км и шириной до 5 км.

Дайки и, редко, штоки умереннощелочных гранит-порфиров по своим минералого-петрографическим и петрогеохимическим особенностям соответствуют натриевым онгонитам и калиевым эльванам. Наибольшее сгущение даек зафиксировано в юго-восточной части Калгутинского лейкогранит-гранитного массива, здесь же локализовано наиболее крупное

(300 × 800 м) субширотно ориентированное штокообразное тело гранит-порфиоров. Дайковые тела обычно ориентированы по простираению пояса, имеют небольшую мощность (до 6, редко до 10 м) и протяженность (десятики, в единичных случаях — первые сотни метров) при крутом падении и резкие, обычно закаленные и неровные контакты с тонкими ветвящимися апофизами. Гранит-порфиры характеризуются массивной, в эндоконтактах — флюидальной текстурой, обычно сахаровидной, микропегматитовой олигофировой и мелкопорфировой структурой и простым минеральным составом, включающим кварц, альбит, микропертитовый ортоклаз, биотит и мусковит, присутствующие как в основной массе, что особенно характерно для мелкочешуйчатого мусковита, так и в порфирировых выделениях. Богатый набор акцессорных минералов представлен значительными количествами апатита, пирита, в меньшей мере развиты магнетит, гематит, циркон, рутил, турмалин, флюорит, вольфрамит, эпизодически присутствуют анатаз, базобисмутит, висмутин, гранат, молибденит, монацит, сфалерит, шеелит, андалузит.

По данным В. А. Иванова [340], В. А. Крупчатникова [369], для гранит-порфиоров характерны широкие вариации кремнезема (67,28–74,38 %), при этом в составе щелочей преобладает калий (эльваны). Как и алахинские гранит-порфиры, данные образования характеризуются высокой железистостью и глиноземистостью (индекс Шенда 1,20) при пониженных значениях апгаитности (0,71) и очень низкой известковистости (0,04) и по уровню общей щелочности относятся, в большинстве своем, к породам умереннощелочной серии и петрогеохимическим группам трахириодацитов и трахириолитов.

Петрогеохимической особенностью данных пород являются повышенные содержания фосфора, Li, Rb, Cs, F, Bi, W, Mo, Be, U при пониженных концентрациях Zr, Ba, Sr, Y, Nb, редкоземельных элементов, что характерно для литий-фтористой фации плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов и определяет их минерагеническое значение. Наряду с редкометалльным профилем, другое направление промышленной значимости восточнокалгутинской породной ассоциации можно связывать с редкощелочнометалльной геохимической специализацией и высокими концентрациями лития, рубидия и, особенно, цезия, при этом пространственно с гранитоидами восточнокалгутинского ареала ассоциировано и медно-молибденовое оруденение.

По мнению Л. П. Рихванова, рассматриваемые образования на являются нормальными магматическими продуктами, а представляют собой результат специфического щелочного метасоматоза, на что указывают прежде всего высокие торий-урановые отношения: для «калгутитов» они составляют 0,2, для гранит-порфиоров района Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения — 0,5, для пород Алахинского штока редкометалльных сподуменовых гранит-порфиоров — менее единицы. По ряду других геохимических параметров также просматривается определенное сходство пород Алахинского массива с «калгутитами» и «гранит-порфирами» Калгутинского месторождения [203].

Раннеюрский возраст алахинского комплекса устанавливается с определенной долей условности в соответствии с серийной легендой на основании имеющихся данных по изотопному датированию, полученных U-Pb

методом по цирконам (187 млн лет), по гранит-порфирам Главного Алахинского штока (данные Ильина, Халилова), Rb-Sr методом ($204 \pm 1,5$ млн лет) по эльванам и гранитам Калгутинского массива и Ar-Ar методом по белым слюдам мелкозернистого мусковитового гранит-порфира ($202,4 \pm 0,8$ млн лет) и свидетельствующих о раннеюрском или позднетриасовом возрасте данных образований.

Лампрофировая (щелочно-базальтоидная) формация (чуйский комплекс)

Чуйский лампрофировый комплекс ($\chi J_1 c$) распространен на юго-востоке российской части листа М-45 в области схождения Алтае-Кузнецко-Саянской и Монголо-Алтайской складчатых систем (трансрегиональных сдвиговых зон). Впервые он был выделен Р. В. Оболенской [175, 176] и объединил дайки лампрофиров, представленные минеттами, эпилейцитовыми минеттами, керсантитами, бостонитами, вогезитами и сконцентрированные в трех основных дайковых поясах (ареалах): Кубадринско-Чуйском (на северо-западе), Джасатерско-Юстыдском (на юге) и Белатрском (на востоке), разделенных кайнозойскими отложениями Чуйской межгорной впадины и, по существу, представляющих собой единый магматический ареал (дайковый пояс) восток-юго-восточного простирания, прослеживающийся в восточном и юго-восточном направлении на территорию Монголии.

В южном, Джасатерско-Юстыдском ареале, по данным В. И. Крупчатникова [369], преимущественным развитием пользуются дайки слюдяных лампрофиров – минетт и керсантитов ограниченной мощности (0,3–5 м) и протяженности (первые десятки метров) преобладающего северо-западного простирания. Дайки локализованы в кембро-ордовикских терригенных отложениях горноалтайской серии, менее – тархатинской свиты силура и юстыдской серии среднего–позднего девона и имеют различное, от вертикального до пологого (30°), падение. В экзоконтактах даек фиксируется развитие зон закалки, внутреннее строение тел характеризуется невыдержанностью состава и структурно-текстурных особенностей, в отдельных случаях развиты дайки сложного состава с присутствием более поздней лейкократовой фазы. Минеральный состав минетт характеризуется наличием порфиroidных фенокристаллов клинопироксена и биотита зонального строения и развитием в основной массе кварца, плагиоклаза и количественно доминирующего калиевого полевого шпата, образующего ксеноморфные, сферолитовые и пальметтовидные агрегаты и в лейкократовых разностях составляющий до 90–95 % объема породы. Керсантиты отличаются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и присутствием, в ряде случаев, оливина. Для всех лампрофиров характерен богатый набор аксессуарных минералов с постоянным присутствием игольчатого апатита, магнетита, реже – сфена, циркона, барита, циркона, пирита, граната, турмалина, флюорита и других минералов.

Химический состав лампрофиров данного ареала характеризуется широкими вариациями кремнезема (42–60 %) при доминировании основных пород щелочно-базальтоидной группы и, часто, резком преобладании ка-

лия над натрием. По суммарной щелочности породы относятся к щелочным (минетты) и субщелочным (керсантиты) породам, характеризующимся пониженной глиноземистостью и обогащенностью фосфором (P_2O_5 до 1,5 %), что, наряду с другими характеристиками, к которым можно отнести высокое отношение La/Yb (49) и слабовыраженный европиевый максимум, приближает данные образования к породам щелочнобазальтовой группы и латитовой серии.

В северо-западном (Кубадринско-Курайском) ареале рассматриваемого дайкового пояса тела слюдяных лампрофиров группируются вблизи зон крупных разломов и прорывают породы самого различного возраста, от известняков баратальской серии до пестроцветных толщ позднего девона и позднегерцинских гранитоидов. По данным Р. В. Оболенской [175], характерной особенностью даек является насыщенность их ксенолитами округлой, реже угловатой формы самых разнообразных пород, включая спесартиты, диабазы, гранитоиды, песчаники, фельзиты, сланцы, известняки, метасоматические микрокварциты, иногда достигающая 50 % от объема тел, в результате чего иногда данные породы напоминают эруптивные брекчии. В Курайском блоке более широким развитием, также наряду с преобладающими минеттами, пользуются керсантиты. Такие смешанные серии даек зафиксированы в глубоковрезанных долинах рек Кузкунур (Кызыкнор) и Дая (левых притоков р. Чуи) и, менее, в бассейнах рек Арыджан и Чибитка, где дайковые тела имеют мощность от 1 до 6 м и преимущественно субширотное простирание. Иногда дайки слюдяных лампрофиров располагаются кулисообразно вдоль зон долгоживущих глубинных разломов, контролирующей ртутную минерализацию (Чейбеккольское рудопроявление). Слагающие их породы лампрофирового ряда иногда, кроме пироксена и биотита, содержат во вкрапленниках плагиоклаз и калишпат, имеют пойкилитовую, офитовую, участками призматическизернистую и аллотриоморфнозернистую структуру основной массы.

По данным Н. И. Гусева [317], в бассейне рек Сардыма, Чибитка, Кубадру, Бертозек в дайках слюдяных лампрофиров наблюдается зональное и неоднородное строение с постепенным переходом в породы, содержащие карбонаты или существенно карбонатного состава. Чаще всего эти породы имеют «гороховую» текстуру и сферолитовую структуру, а переходные разности определяются как керсантито-карбонатиты или (для существенно карбонатных пород) оцеляровые карбонатиты. Карбонатизация не выходит за границы даек и, вероятно, является автометаморфическим процессом. В сферолитовых минеттах развиты гломеропорфировые сростки доломита с реликтами мусковита и сферолитовые срастания пелитизированного ортоклаза с кварцем и редкими пластинками мусковита, составляющие до 80 % породы. Некоторые дайки представлены апомончикитовыми метасоматитами карбонат-серицитового состава порфировой структуры с вкрапленниками замещенного уралитом, серицитом и доломитом пироксена и с основной массой, полностью замещенной метасоматическими минералами.

Петрохимические особенности лампрофиров северо-западной части Чуйского дайкового пояса характеризуют принадлежность пород к известково-щелочной и умереннощелочной сериям во всем диапазоне содержания кремнезема ($SiO_2 = 47-65\%$). Породы с повышенной железистостью

толеитового типа по уровню щелочности относятся с субщелочной высококалийевой серии. В целом, по данным Н. И. Гусева [317], породы чуйского комплекса интерпретируются как производные толеитовой повышенной щелочности, андезитовой или латитовой магм при заметном отклонении от тренда дифференциации последней, что, вероятно, связано с щелочнобазальтовой доминантой в процессе гибридизма. В минерогеническом отношении с чуйским комплексом пространственно и, по мнению Р. В. Оболенской [175, 176], парагенетически связано низкотемпературное флюоритовое и ртутное оруденение.

Возраст комплекса геологически определяется прорыванием дайками лампрофиров долеритовых даек позднепалеозойско-раннемезозойского терехтинского комплекса и гранитов позднедевонского юстыдского комплекса, а также перекрыванием отложениями нижнего палеогена пород с ртутным оруденением, наложенным на дайки лампрофиров. В данном отчете, в соответствии с Алтайской серийной легендой и мнением большинства исследователей, принимается раннеюрский возраст лампрофировых даек чуйского комплекса, в то же время единственная имеющаяся изотопная датировка рубидий-стронциевым методом [61] из минетты Джазатерско-Юстыдского ареала (259 ± 1 млн лет) может свидетельствовать и о более древнем, позднепалеозойском возрасте данных образований.

Формация редкометалльных карбонатитов (комплекс «Эдельвейс»)

Сиенит-габбровый с карбонатитами комплекс «Эдельвейс» ($\epsilon\gamma - \nu J_1 ? e$) традиционно рассматривается в составе юрско-меловой магматической провинции [283]. Породные ассоциации, относимые к данному комплексу, развиты очень локально в юго-восточной части Горного Алтая, в восточной части Северо-Чуйского хребта, в верховьях р. Кускуннур, где представлены в трех мелких субширотно ориентированных интрузивных массивах габброидов и пироксенитов, приуроченных к интенсивной положительной магнитной аномалии, вытянутой в субширотном направлении в зоне схождения региональных Кадринского и Каракемского (Восточно-Терехтинского) разломов. Один из массивов (Западный массив), наиболее изученный, крупный и содержащий тела карбонатитов, размещен в раме серпентинитового меланжа и имеет тектонические контакты с баратальскими известняками и вулканитами арыджанской свиты позднего рифея. В последние годы появились новые данные [50], позволяющие коррелировать характеризующиеся магматические образования с раннепалеозойскими щелочно-базитовыми комплексами Кузнецкого Алатау и Северного Саяна. Восточный массив габброидного состава, по данным Н. И. Гусева [317], прорывает отложения девона, что противоречит данным В. В. Врублевского [50] об ордовикском возрасте рассматриваемого комплекса.

По данным Н. И. Гусева с соавторами [317], в составе рассматриваемого комплекса выделяются две фазы внедрения: в первую фазу включены высококальциевые габброиды и подчиненные им количественно пироксениты, во вторую — лейкократовые щелочные сиениты, сиенит-порфиры и сиенит-пегматиты; в качестве жильной фазы выделяются карбонатиты и шонкиниты.

В составе первой фазы преобладает меланократовые габбро (70 % площади), в виде полос по периферии массива чередующиеся с лейкократовыми разновидностями габброидов, отличающиеся от первых более низкими содержаниями уралитизированного авгита. Пироксениты развиты меньше и представлены *косьвитами* с характерной сидеронитовой структурой и диалагитами, сложенными авгитом и диопсидом; в значительных количествах в пироксенитах присутствуют магнетит и титаномagnetит, менее — шпинель.

Породы второй фазы включают лейкократовые щелочные сиениты, сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, развитые в виде даек и тел неправильной формы как в габброидах первой фазы, так и среди вулканитов арыд-жанской свиты. Мощность даек сиенитов варьирует от нескольких сантиметров до 5–7 м (в отдельных случаях до 22 м) при протяженности от 20 до 80 м. По простирацию данные тела часто распадаются на несколько разоб-щенных жил, которые затем снова соединяются и образуют локальные раз-дувы, часто обнаруживая интрузивные взаимоотношения с породами пер-вой фазы. Сиенит-порфиры характеризуются развитием бостонитовой и трахитоидной структурой и доминированием калиевого полевого шпата. В сиенит-пегматитах полевые шпаты представлены ортоклазом и микро-клин-пертитом, реже доминирует шахматный альбит с развитием кальци-та, щелочного амфибола, астрофиллита, биотита, среди аксессуариев иног-да присутствуют тантало-ниобаты.

Карбонатиты в виде прямолинейных жильных тел протяженностью от 1 до 25 м размещаются внутри 1 из массивов и, в единичных случаях, в по-родах рамы. Иногда фиксируется зональное строение тел с ядерной карбо-натитовой и призальбандовой сиенит-пегматитовой зонами, в других слу-чаях субсогласные карбонатитовые жилы мощностью до 30 см насыщают тела сиенит-пегматитов, не выходя за его пределы. Карбонатиты представ-ляют собой массивные, реже полосчатые со скоплениями флогопита и квар-ца породы существенно доломитового или кальцитового состава с пере-менными количествами апатита (от единичных зерен до 20 %) и, реже, гра-ната. Данные породы визуальны, во многих случаях, ничем не отличаются от карбонатных гидротермальных жил, и их интрузивная природа многи-ми геологами не признается, но, вместе с тем, жилы сиенитового и карбо-натного состава характеризуются повышенной радиоактивностью как то-риевой (с пироксеном), так и урановой природы, обусловленной наличием урансодержащих минералов. Химический состав пироксенитов и габброи-дов характеризует первые как породы толеитовой серии, а вторые, при зна-чительно более высоком уровне общей щелочности и калиевого — уме-реннощелочной серии. Для всех пород комплекса характерны повышен-ные и высокие содержания титана, фосфора и стронция при относительно низких концентрациях рубидия, что позволяет интерпретировать данные образования как производные толеитовой магмы повышенной щелочнос-ти, при этом состав габброидов приближен к среднему составу щелочно-базито-вого комплекса. Формационная принадлежность пород данному щелочно-базито-вого комплекса в связи с ограниченностью распространения остается нео-пределенной.

Возраст данного комплекса большинством изучавших его исследова-телей [174, 317] считается раннеюрским и коррелируется с пространствен-

но ассоциированными дайками слюдяных лампрофиров и карбонатитов чуйского комплекса, что отражено в действующей серийной легенде и схемах корреляции [283]. Но в последнее время В. В. Врублевским [50] получены результаты Sm-Nd датирования по трем пробам, отобраным из Западного (с карбонатитами) массива и указывающие на ранне-среднеордовикский возраст габброидов комплекса «Эдельвейс» (474 ± 37 млн лет). При этом по составу мафической части данный комплекс близок к породной ассоциации ордовикского бехтемирского габбро-клинопироксенитового комплекса, а В. В. Врублевским он параллелизуется с верхнепетропавловским карбонатитсодержащим комплексом Кузнецкого Алатау. Как субсинхронные комплексу «Эдельвейс» могут рассматриваться также среднеордовикские, по данным О. Ю. Перфиловой, А. Н. Федотова, С. Д. Сидораса [185], трахибазальт-трахириолитовые большесырский и хараджульский комплексы зоны сочленения структур Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Южно-Минусинской впадины. Все данные породные ассоциации могли быть развиты на стадии постколлизийного рифтогенеза в пределах раннепалеозойского аккреционного орогена, сформированного у окраин Сибирского кратона. Но необходимо отметить, что не меньшие основания имеются для предположения юрского возраста рассматриваемого комплекса с весьма сходной геодинамической позицией постколлизийного рифтогенеза.

Бериллоносных редкометалльных пегматитов и метасоматитов формация (прителецкий комплекс)

Прителецкий комплекс редкометалльных пегматитов ($\gamma\tau MZ_1?p$) введен в серийную легенду С. П. Шокальским. Он проявлен к востоку от Телецкого озера. Здесь Прителецкий пегматитовый пояс (пегматитовые жильные тела в субмеридиональной полосе шириной до 10 км и длиной 50 км) пространственно ассоциирован с биотитовыми гранитоидами Абаканского массива и вмещающими метаморфическими образованиями башкаусского и курайского комплексов. По данным Ш. П. Мачитадзе [389], тела пегматитов концентрируются в поля, расположенные в экзоконтактах гранитных массивов, и слагают жилы, локализованные в пределах внутренней дугообразной полосы, сложенной гранитами. Наиболее крупные, Конуй-Котагачское и Дырях-Кокшинское пегматитовые поля имеют размеры до 12 км² при ширине до 1,5 км и протяженности 7–8 км, размеры отдельных тел (жил, линз, редко – штоков) имеют мощность от 1 до 40 м и протяженность до 400 м. Выделяются три структурные разновидности: графические пегматиты, иногда окаймляющие пегматитовые тела другой структуры, среднезернистые пегматиты апографической структуры и грубозернистые пегматиты пегматоидной структуры, составляющие основную часть объема пегматитовых полей. Иногда в контактовой части пегматитов развиты грейзены и грейзенизированные породы. Наиболее богатые жилы альбитизированных редкометалльных сподуменовых пегматитов субширотного простирания приурочены к Тузактинскому штоку габбро-амфиболитов в северо-западном экзоконтакте Абаканского плутона.

Пегматиты Прителецкого пояса имеют простой кварц-полевошпатовый состав с небольшой примесью мусковита, биотита, граната и турмалина. Характерной особенностью пород является их частая интенсивная альбитизированность. В шлихах протолочек устанавливается присутствие шеллита, более поздними работами обнаружены берилл, сподумен, танталит, уранинит, повышенные содержания олова, иттрия, иттербия, лантана и ряда других элементов. В большинстве случаев пегматиты залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих метаморфических пород, представленных кварц-биотитовыми, кварц-биотит-кордиеритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми, вероятно, диафторитовыми метаморфическими сланцами и имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку, иногда отклоняющуюся до северо-восточной, с падением на юго-восток, повторяющую основную ориентировку контактов и удлинения гранитных массивов. Пегматитовые жилы в ряде мест ассоциируют с дайками микродиоритов и долеритов раннемезозойского возраста. На северном простирании Прителецкого пояса в пределах Горной Шории (N-45) располагается Ташелгинское пегматитовое поле сподуменовых пегматитов, на южном — субмеридиональный Восточно-Калгутинский пояс ультраредкометалльных раннеюрских онгонитов и эльванов. Вряд ли такое расположение литиеносных редкометалльных пород гранитового состава случайно.

Мезозойский возраст прителецких пегматитов принимается условно, в соответствии с Алтайской серийной легендой и на основании корреляции с раннеюрскими алахинским комплексом редкометалльных гранитов и восточнокалгутинским комплексом литий-фтористых лейкогранитов.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

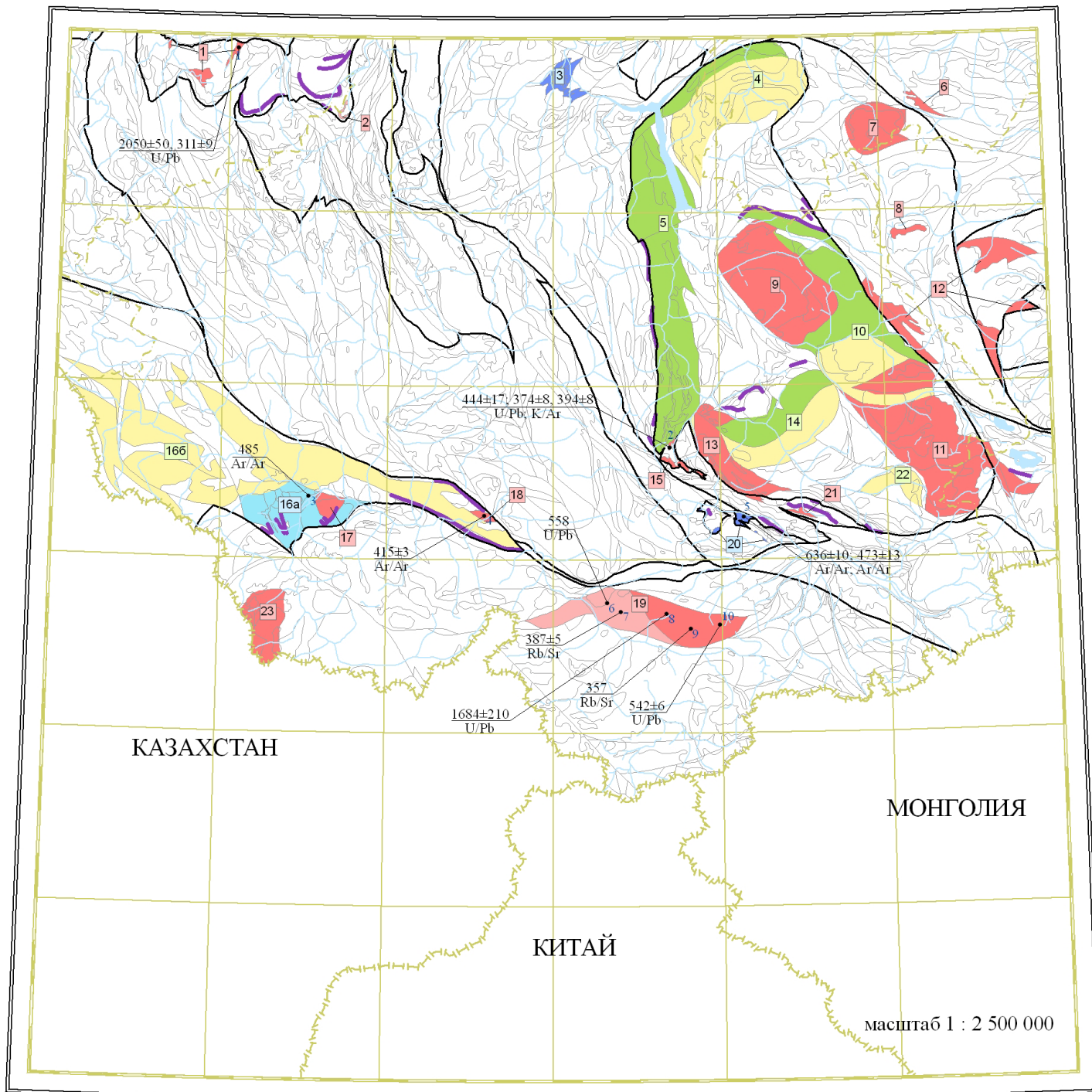
На территории листа широко распространены метаморфические образования различных фаций и типов, вследствие длительного многостадийного развития и преобразования геологических структур региона. Проявления метаморфизма могут быть рассмотрены в составе трех тектоно-метаморфических этапов: позднепротерозойско-раннепалеозойского, среднепалеозойского (девонско-раннекаменноугольного) и позднепалеозойско-мезозойского (каменноугольно-юрского). В результате сформированы полихронные и полифациальные метаморфические комплексы, кратко характеризующиеся ниже. Метаморфические комплексы в современной структуре региона слагают сравнительно жесткие блоки с признаками ранней консолидации, по отношению к вмещающим и обрамляющим толщам, которые приспособляются к «будинам» – фрагментам более ранних кор (позднедокембрийской?) консолидации (рис. 9). Работами последних лет установлены следующие основные особенности метаморфических комплексов в Горном Алтае.

1. Метабазитовые зеленосланцевые и голубосланцевые (эклогит-глаукофансланцевые) комплексы (уймонский тип терехтинского, саратанский, балтырганский) ассоциируют с офиолитовыми образованиями (апогарцбургитовым серпентинитовым меланжем и базальтами «океанического типа» арыджанской, каимской свит (высокотитанистые толеитовые и щелочные базальты N- и E-MORB и OIB-базальты океанических островов).

2. Метапелитовые зеленосланцевые (терехтинский, башкакуский) и кианит-кристаллосланцевые (чаустинский) комплексы тесно связаны с метабазитовыми, нередко отмечается чередование тех и других, что свидетельствует об общих обстановках и времени их возникновения и последующего преобразования.

3. Амфиболит-эпидот-афиболитовые зональные комплексы высоких температур низких давлений (белокурухинский, курайский, шапшальский) нередко показывают девонский изотопный возраст и накладываются на исходные зеленосланцевые или (предпочтительнее) на комплексы умеренно высоких температур и давлений, а также на метаморфизованные и даже практически неметаморфизованные до того турбидиты горноалтайской серии, с формированием полиметаморфических комплексов и мощным проявлением в них среднепалеозойской гранитизации.

4. Для полиметаморфических комплексов, слагающих обособленные тектонические блоки, характерно совмещение в пространстве, часто в пределах одного тектонического блока, пород различных фациальных серий



Условные обозначения

- | | | | |
|--|---|---|--|
| a) | б) | в) | Зеленосланцевые фации: а) глаукофан(винцит)-содержащие метабазиты, б) эпидот-актинолитовые метабазиты, в) метапелиты |
| а) | б) | | Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации: а) клинцит-силлиманитовая серия, б) андалузит-силлиманитовая |
| ■ | | | Умеренно- и высокотемпературных фаций повышенных давлений |
| | | | Оффолиты |
| | | | Точки изотопного опробования |

Тектонические блоки, сложенные метаморфическими образованиями

- | | |
|---|------------------------|
| 1. Белокурихинский (Западный и Юго-Восточный блоки) | 14. Башкаусский |
| 2. Чаустинский | 15. Кысхытубекский |
| 3. Кебезенский | 16. Терехтинский |
| 4. Тельцо-Абаканский | а) Уймонский тип |
| 5. Каратошский | б) Терехтинский тип |
| 6. Изерлинский | 17. Окольский |
| 7. Ташту-Хольский | 18. Барышский |
| 8. Чульчинский | 19. Южно-Чуйский |
| 9. Чульшманский | 20. Баратаевский |
| 10. Моген-Буренский | 21. Узун-Оюкский |
| 11. Шашальский | 22. Верхне-Башкаусский |
| 12. Курайский | 23. Быструшинский |

Рис. 9. Размещение и возраст метаморфических комплексов.

(например, наложение среднепалеозойской андалузит-силлиманитовой серии на позднепротерозойско-раннепалеозойскую кианит-силлиманитовую в Южно-Чуйском блоке).

5. Такая ситуация не исключает присутствия в Восточном и Юго-Западном Алтае реликтовых протерозойских тектонических блоков с «дозеленосланцевыми» метаморфическими субстратами высоких фаций метаморфизма. Этому пока нет изотопно-геохронологического подтверждения, но имеются геологические свидетельства. Геологи, проводившие исследования в Юго-Восточном Алтае, описывают продукты разрушения гнейсов, кристаллосланцев, мигматитов в позднедокембрийских и кембрийских отложениях. Так, например, есть сведения, что в нерастворимом остатке карбонатных пород баратальской свиты (RF_3), в обломочных породах арыд-жанской (RF_3), песчаниках артлашской и кумурлинской свит кембрия установлены крупнопластинчатый реликтивно-метаморфические биотит и турма-лин. В конгломератах низов курайской свиты нижнего кембрия Н. И. Гусевым и П. М. Бондаренко (1991) описан окатыш мусковит-плагио-оклаз-кварцевых кристаллических сланцев.

Таким образом, проблемы возраста и происхождения метаморфических комплексов Горного Алтая пока не решены и требуют дальнейших комплексных структурно-геологических, петрологических и изотопно-геохронологических исследований. Геологическая карта по возможности, в соответствии с масштабом, отражает современное состояние изученности метаморфических комплексов.

Зеленосланцевая хлорит-мусковитовая метапелитовая и эпидот-актинолитовая метабазитовая формации (терехтинский, башкаусский, саратанский комплексы)

Глаукофансланцевая метабазитовая формация терехтинского комплекса – уймонский метабазитовый тип разрезов

Наиболее широко в Горном Алтае распространены зеленосланцевые метабазит-метапелитовые комплексы. В юго-западной части региона – это **терехтинский метабазит-метапелитовый глаукофан-зеленосланцевый комплекс** ($as, glPR_2(O_1)t; sPR_2(O_1)t$), объединивший бывшие терехтинскую и уймонскую «свиты» Терехтинского выступа. На востоке Алтая – в Телецком, Башкаусском (Оройском), Чульчинском и Верхне-Башкаусском блоках – **башкаусский (джебашский) метабазит-метапелитовый комплекс** ($sPR_2(PZ_1)bs; s, asPR_2(PZ_1)bs$) (табл. 2).

Наибольшим сходством обладают терехтинский комплекс в Терехтинском тектоническом блоке и башкаусский («джебашский») в Телецком (Родыгин, 1979; Белоусов и др., 1969; и др.). В составе того и другого заметную роль играют метабазиты, близкие по химизму к «высокотитанистым» толеитам СОХ и океанических островов (Дук, 1982; Гусев, 1984; Зыбин, 1989, 1990). Кроме упомянутых метабазитов, в Телецком блоке описаны альбит-кварц-актинолитовые сланцы с характеристиками островодужных андезитов и дацитов (Гусев, 1985); имеются сведения об апориолитоидных слан-

Результаты изотопно-геохронологического датирования метаморфических образований

Номер точки изотопного опробования	Возраст, млн лет	Метод	Датированная порода	Тектонический блок	Метаморфический комплекс	Литература
1	2050 ± 50, 311 ± 2	U/Pb	Гнейсы мигматизированные	Белокурихинский	Белокурихинский	124
2	444 ± 17; 374 ± 8, 394 ± 8	U/Pb; K/Ar	Гнейсы, мигматиты	Кысхыштубекский	Курайский	–
3	485	Ar/Ar	Глаукофансодержащий метасланец	Терехтинский	Терехтинский (уймонский тип)	–
4	415 ± 3	Ar/Ar	Гнейс диафторированный	Барбышский	Барбышский	–
5	636 ± 10; 473 ± 13	Ar/Ar; Ar/Ar	Эклогиты, стильпно-мелановые метасланцы	Балтырганский	Балтырганский	52
6	558	U/Pb	Гнейс	Южно-Чуйский	Южно-Чуйский (зап. часть)	
7	387 ± 5	Rb/Sr	Мигматит	Южно-Чуйский	Южно-Чуйский (зап. часть)	190
8	1684 ± 210	U/Pb	Гнейс	Южно-Чуйский	Южно-Чуйский (вост. часть)	190
9	357	Rb/Sr	Мигматит	Южно-Чуйский	Южно-Чуйский (вост. часть)	–
10	542 ± 6	U/Pb	Гнейс	Южно-Чуйский	Южно-Чуйский (вост. часть)	305

цах в Терехтинском блоке в нижнем течении р. Б. Терехта (Ю. С. Носков, устное сообщение). Обе структуры, в отличие от других ареалов распространения зеленосланцевых образований, характеризуются положительным полем силы тяжести, поскольку в значительной мере сложены высокоплотными метабазами. Парасланцы обоих комплексов характеризуются повышенной известковистостью, среди них откартированы мощные пачки карбонатно-хлоритовых плейчатых сланцев, линзовидные будины белых мраморов, реперные пласты магнетит- и графитсодержащих, пьезонитовых кварцитов, кварцито-сланцев. Неметаморфизованные эквиваленты подобных характерных пород (известняки, кварциты и т. п.) чужды горноалтайской серии. Из этого можно заключить, что не она являлась исходной толщей при формировании рассматриваемых зеленосланцевых комплексов. В отличие от метаморфических сланцев Телецкого блока, в терехтинских альбит-актинолитовых метабазах обнаружены щелочные амфиболы глаукофанового ряда (винчит, кроссит). Их количество резко убывает с запада на восток (от окрестностей с.с. Кайтанак—Уймон к бассейну р. Катанда) и коррелирует с интенсивностью альбитового порфиروبластеза. Не исключено, что присутствие голубых амфиболов связано с натриевым метасоматозом зеленых сланцев (Маракушев, 1988) в зоне сочленения южного выступа Терехтинского блока с надвинутым на него Холзуно-Чуйским тектоническим блоком. Реликтовые офитовые структуры вулканогенных и обломочные — терригенных пород в метаморфических сланцах улавливаются лишь в единичных случаях. Оба зеленосланцевых комплекса характеризуются наиболее однородным и высоким метаморфизмом (из всех зеленосланцевых образований), в пределах биотитовой субфации. Для них характерен монотонный полосчато-плейчатый структурный рисунок со следами полого-субгоризонтального вязкого течения вещества, присущего пограничным мезо-катазональным условиям (Шепель, Кузнецов, 1995).

С учетом современной тенденции к омоложению оценок возраста всех метаморфических комплексов на Алтае (как и в других регионах Алтае-Саянской области), именно эти зеленосланцевые комплексы могут претендовать на роль относительно древних (позднепротерозойских) образований — продуктов регионального «мета-морфизма погружения» по классификации Н. Л. Добрецова (1995). Этот метаморфизм проявился, по-видимому, на ранних (RF₃—V) этапах формирования Палеоазиатского океана. В то же время, А. Б. Дергунов и Н. Н. Херасков связывали формирование терехтинских сланцев с процессами формирования в раннем палеозое тектонических покровов. По мнению М. М. Буслова [34], терехтинский комплекс имеет палеозойский возраст и представляет собой фрагмент субдукционно-аккреционного клина. По Н. И. Волковой (2004), терехтинский (уймонский) HP/LT (T = 350—400 °C, P = 6—8 кбар) метаморфический комплекс с глаукофановыми сланцами по железистым OIB-базальтам и зеленым актинолитовыми (по магнезиальным N-MORB-базальтам) метабазитовыми сланцами, марганцовистыми кремнистыми сланцами, метаграувакками, мраморами дает раннеордовикский ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст по фенгиту из актинолитовых сланцев — 485,3 ± 2,1 млн лет, по глаукофану — 483,7 + 9,6 млн лет. Эти даты указывают скорее всего на более поздние коллизонные раннепалеозойские события (закрытие венд-кембрийского

окраинно-морского бассейна и формирование Южно-Терехтинской сутурной зоны) и, по-видимому, на соответствующую переустановку изотопных часов во время мощного термального и деформационного воздействия на метаморфические породы Терехтинского блока.

Более древний, докембрийский, возраст метаморфических пород терехтинского комплекса также имеет своих сторонников. Он обосновывается резко отличным от смежных кембрийско-ордовикских и более молодых образований уровнем метаморфизма и отсутствием среди последних литологически подходящего субстрата. При проведении палеонтолого-стратиграфических исследований в правом борту р. Башкаус, в районе пос. Саратан, в сланцах башкаусского комплекса обнаружен комплекс микрофоссилий, указывающий на возможный позднерифейско-вендский возраст метаморфизованных отложений [38, 83], а в пограничной пачке углеродистых кварцитов, относимых уже к саратанскому metabазитовому комплексу, — сходный набор микрофоссилий предположительно позднерифейско-раннекембрийского возраста, известных из отложений баратальской, каянчинской, эдиганской и каимской свит. По мнению Ф. Л. Валиевой, данные отложения имеют, скорее всего, вендский возраст. Кембрийская артлашская свита в этом районе (в бассейне р. Мал. Улаган) охарактеризована принципиально иным перечнем микрофоссилий. Можно предположить, что стратиграфическая граница отложений дометаморфического субстрата башкаусского комплекса с артлашской свитой затушевана процессами раннепалеозойского зеленосланцевого метаморфизма. В качестве опорных участков для дальнейших специальных исследований по проблеме возрастного обоснования зеленосланцевых комплексов Восточного Алтая могут быть рекомендованы правобережье р. Башкаус в низовых притоков Каратеш—Артлаш—Кумурлу, а также северо-западное и восточное побережье Телецкого озера.

Саратанский metabазальтовый комплекс (asRF_{3cr}) слагающий тектонические пластины в среднем течении р. Башкаус, в районе пос. Саратан в пределах Оройского блока Телецко-Чулышманской СФЗ, представлен метавулканиками и metabазитовыми метаморфическими сланцами, сохранившими некоторые следы исходных вулканических пород (подушечное строение, миндалекаменная текстура, аповариолитовая структура). Реликты первичных вулканических структур не установлены. Порфиновые и миндалекаменные базальты превращены в тонкоштриховатые и линзовидно-полосчатые порфиритоиды. По данным Н. И. Гусева и др. [317], по базальной пачке слюдисто-хлоритовых кварцито-сланцев саратанский комплекс без видимого несогласия подстилается метапелитовыми зелеными сланцами башкаусского комплекса. Среди метаморфизованных пород саратанского комплекса присутствуют блоки серпентинитового меланжа, мелкие тела пироксенитов и серпентинитов. Химический состав metabазальтоидов саратанского комплекса характеризуется повышенными содержаниями титана ($TiO_2 = 0,9—2,6\%$), фосфора и имеет определенное сходство с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов, приближаясь к составу базальтовых компонентов офиолитовых ассоциаций океанических островов и задуговых бассейнов энсиматических островодужных систем.

Возраст саратанского метабазальтового комплекса (саратанской свиты в Алтайской серийной легенде) определяется как позднерифейский по его залеганию на метатерригенных сланцах башкаусского комплекса и несогласному перекрытию туфоконгломератами карагольской свиты раннего кембрия. В породах базальной пачки углеродистых кварцитов саратанского комплекса в правобережье р. Башкауз ниже пос. Саратан выделен комплекс микрофоссилий, позволяющий допустить для рассматриваемых отложений возраст в интервале поздний рифей—ранний кембрий [38, 317]. Микрофоссилии этого комплекса распространены в баратальской серии венда и в венд-раннекембрийских отложениях едиганской и каянчинской свит. В соответствии с серийной легендой [283] условно принят позднерифейский возраст саратанского комплекса. В легенде Западно-Саянской серии принят венд-раннекембрийский возраст зеленых сланцев джебашской серии [375].

Парасланцевые, метапелитовые комплексы (*кокузекского* в Южно-Чуйском и Урзарсайском ареалах распространения, *башкаусского* — в Башкаусском, Верхне-Башкаусском и Телецко-Абаканском блоках) отличаются более слабым и неравномерным метаморфизмом, широким распространением бласто-обломочных реликтовых структур и текстур ритмичной слоистости, монотонностью терригенного состава и отсутствием специфических пород. Наряду с мнением об аналогии этих образований с вышеупомянутыми терехтинским и башкаусским («джебашским») комплексами (по Родыгину, 1979; Лепезину, 1978; Зыбину, 1972—1996ф, и др.), распространена точка зрения об образовании этих метаморфических сланцев по турбидитам горноалтайской (E_2-O_1) серии и вулканогенно-осадочным отложениям карагольской свиты $V-E_1$, метаморфизованным в пренит-пумпеллиитовой фации, с постепенными, а не тектоническими взаимопереходами [94—96].

На юге российской части территории листа М-45, в восточной части Южно-Чуйского, в Катунском и Сайлюгемском хребтах — зеленосланцевые образования («кокузекский комплекс» и др.) в качестве самостоятельных метаморфических комплексов на геологической карте листа М-45 нами не выделены. В этих районах показаны неравномерно метаморфизованные в зеленосланцевой фации флишоиды горноалтайской серии. То же касается распространенных в структурах Западного Саяна и Юго-Западной Тувы метабазитовой аныякской, известковисто-терригенной сютхольской, кремнисто-турбидитовой с метабазальтами малоабаканской серии. Для этих толщ характерны низко- и среднетемпературная субфации фации зеленых сланцев [325], границы субфаций выражены неотчетливо и обычно не совпадают со стратиграфическими, хотя в целом отмечается, что породы нижних частей разреза метаморфизованы сильнее.

Плагиогнейсово-амфиболитовая и эклогит-глаукофансланцевая метабазитовые формации (балтырганский комплекс)

Балтырганский эклогит-глаукофансланцевый комплекс (а, gl, ePR₂(PZ₁)bl) откартирован в левобережье р. Чуя в Баратальском блоке Бийско-Катунской СФЗ, где он объединяет несколько тектонических пластин, линз и блоков ортоамфиболитов, гранатовых амфиболитов, амфиболовых и стиль-

пномелановых сланцев и апоэклогитовых пород [317]; выделен и описан под этим названием Н. И. Гусевым (1991). Комплекс объединяет ряд тектонических мелких блоков и пластин ортоамфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов, глаукофановых (баррузитовых) и стильпномелановых сланцев из меланжевых зон левобережья р. Чуя в междуречье Актуру—Чаган-Узун, в ассоциации с известным Чаган-Узунским ультрамафитовым массивом и блоками позднерифейских базальтов арыджанского комплекса (RF₃). Исследование метаморфических пород этого района и их тектоническая интерпретация тесно связаны с изучением Чаган-Узунского гипербазитового массива на протяжении почти полувека (Кузнецов, 1939; Пинус и др., 1958; Боголепов, Яншин, 1973; Лепезин, 1978; Велинский, Банников, 1982; Добрецов, Симонов, Буслов, 1991–1993, 1996; и др.).

В амфиболитах отмечена слабая плагиомигматизация (Гусев, 1991), их составы реконструируются как N-MORB. По P-T-параметрам выстраивается регрессивный ряд (Добрецов и др., 1993): эклогиты (P = 13–14 кбар, T = 620–700 °C) → гранатовые амфиболиты (P = 7–8 кбар, T = 500–600 °C) → амфиболиты без граната (P = 2–3 кбар, T = 500 °C), отражающий, по мнению авторов, диафторическое преобразование эклогитов в амфиболиты (Буслов, Ватанабе, 1996).

Согласно последним данным М. М. Буслова, возраст эклогитов определен в интервале от 627 ± 5 до 636 ± 10 млн лет (Ar-Ar метод, по амфиболам), т. е. их субстрат заведомо довендский. В упомянутых последних работах метаморфические породы, относимые к балтырганскому комплексу, рассматриваются в составе венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации (вместе с метаперидотитами Чаган-Узунского массива), как полагают, метаморфизованной во внутриокеанической зоне субдукции (в основании венд-раннекембрийской энсиматической островной дуги). Породы балтырганского комплекса интенсивно меланжированы совместно с гипербазитами чаганузунского комплекса. Матрикс меланжа глаукофановых сланцев и серпентинитов представлен диафторированными актинолитизированными и хлоритизированными кроссит-бабудданитовыми сланцами [71]. Включения представлены диабазами, габбродиабазами, плагиогранитами, гранатовыми амфиболитами, эклогитоподобными породами. Кроме данных изотопного датирования, возраст пород балтырганского комплекса обоснован находками галек плагиогранитогнейсов и плагиомигматитов в конгломератах курайской свиты второй половины раннего кембрия. Предполагается полиметаморфический возраст комплекса, включающий позднепротерозойский (поздний рифей—венд?) и наложенный коллизионный метаморфизм в раннепалеозойской, скорее всего раннеордовикской тектонической зоне.

Гнейсово-амфиболитовая метабазитовая и плагиомигматит-плагиогранитовая формации (кебезенский комплекс)

Кебезенский плагиогнейсово-амфиболитовый комплекс (aPR₂(PZ₁)kb; pgPR₂(PZ₁)kb) распространен в северной части листа М-45, в пределах Кебезенского «горста» Уймено-Лебедской зоны. Обнажающийся на право- и

левого берега р. Бия, в низовьях рек Саракокша, Уймень, Пыжа, в восточном экзоконтакте Саракокшинского плутона, он сложен в основном ортоамфиболитами (в том числе гранатосодержащими), кварц-биотит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами, мраморами, плагиогнейсами, а также гранат-биотит-мусковитовыми апоориолитовыми сланцами. Небольшие линзовидные блоки мигматизированных амфиболитов, диоритогнейсов и плагиогранитогнейсов закартированы [399] в бассейне р. Садра, а пределах Кондомско-Лебедской зоны.

Метаморфизм пород колеблется от уровня эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации (биотитовой субфации). Метаморфизуются габбро и габбро-нориты, нередко с рудной вкрапленностью (сидеронитовой структурой), вместе с вмещающими базальтоидами со следами ороговикования(?), предшествовавшего превращению их в амфиболиты. Толща испытала пластические деформации. В обнажениях у с. Кебезень можно видеть следы будинажа массивных габбро-норитовых тел: остроугольные обломки метагаббро запечатаны в полосчатых амфиболитах еще в «горячем состоянии». Обе породы участками катаклазированы и диафторированы, содержат обильные новообразования эпидота, хлорита, пренита и других вторичных минералов. Амфиболиты пронизаны и расчленены массой мелких, согласных с метаморфической сланцеватостью линзовидных катаклазированных тел плагиогранитов, тоналитов, пересечены неогнейсованными тоналитами и плагиогранитами Саракокшинского и Окчугского массивов раннекембрийского возраста.

Типичной разновидностью метаморфических пород кебезенского комплекса являются мелкоочковые биотитовые и биотит-мусковитовые олигоклазовые плагиогнейсы, слагающие относительно крупные (мощностью до первых десятков метров) монопородные тела среди мигматизированных амфиболитов. Устанавливается присутствие менее распространенных blastopsemitовых, blastopsemitовых (апотуфовых) диафторированных плагиогнейсов и кристаллосланцев (в единичных случаях — с кианитом и фибролитом), а также кварцитов, скарнов, мраморов и кальцифиров, развитых, в частности, на горе Пларт, где они залегают в виде интенсивно дислоцированных пластообразных тел мощностью до 5 м среди плагиомигматизированных и скарнированных амфиболитов. Скарновые ассоциации кебезенского комплекса характеризуются развитием диопсида, граната, форстерита, серпентина и тремолита (магнезиальные скарны). Кислотное выщелачивание, наложенное на скарны, приводит к образованию тонкополосчатых амфибол-магнетитсодержащих пород — амфиболовых железистых кварцитов.

Высокоплотностные метабазиты кебезенского комплекса обнажены на довольно небольшой площади (~50 км²), но судя по характеру гравитационного поля, по-видимому, распространены гораздо шире. Они подстилают на небольшой глубине низкоплотностные плагиограниты Саракокшинского массива, ордовикско-силурийские осадочные отложения и вместе с плагиогранитами E₁ прорваны Чеборским и Урчинским массивами гипабиссальных гранитов среднедевонского возраста (турочакский комплекс).

Предполагается концентрически-зональное внутреннее строение Кебезенского тектонического блока: внутренняя область проявления мигма-

тит-гранитовой формации в амфиболитах и гнейсах, средняя — развития слабо мигматизированных амфиболитов, плагиогнейсов (амфиболитовой фации метаморфизма) и внешняя — сланцевого обрамления с развитием метаморфических сланцев зеленосланцевой фации, в полной мере сохраненной только в восточной части Кебезенского горста. В зоне сланцевого обрамления (правобережье р. Бия напротив и выше устья р. Пыжа) широко распространены зеленые метабазитовые и метапелитовые метаморфические сланцы по метабазальтам, туфам, грауваккам, известковистым породам сарысазской свиты, апориолитовые мусковит-биотитовые плагиогнейсы.

Соотношения с окружающими неравномерно метаморфизованными в низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации породами сарысазского плагиориолит-андезит-базальтового комплекса E_1 детально не изучены, но есть основания предполагать, что амфиболиты древнее, а не моложе раннекембрийских вулканитов и комагматичных им габброидов (диафторез метаморфических пород, пересечение амфиболитов неметаморфизованными дайками андезибазальтов сарысазского комплекса у пос. Кебезень).

С низкотемпературными кварц-альбитовыми и кварц-альбит-адуляровыми метасоматитами, сопутствующими поздней стадии формирования комплекса, Ю. А. Туркин связывает медно-молибденовое и золотое оруденение Кульбичского массива (по представлениям А. И. Гусева и ряда других авторов, тело горы Кульбич — гранит-порфиновый интрузив). Предварительный анализ ранних критических минеральных ассоциаций, алмадин-роговая обманка, диопсид-роговая обманка, указывает на амфиболитовую фацию ($P = 6-7$ кбар, $T = 600-650$ °С) комплекса и его принадлежность к кианит-силлиманитовой фациальной серии (что подтверждается и прямыми находками реликтов кианита и фибролита).

Купольное овалльно-концентрическое строение восточной части Кебезенского горста хорошо дешифрируется на космических снимках, при этом ось удлинения кольцевой структуры северо-восточного простирания совпадает с ориентировкой зоны метасоматитов, выраженной в гравитационном поле зоной резко пониженных значений, а в магнитном поле — интенсивной отрицательной аномалией.

Время проявления раннего этапа становления полихронного кебезенского гнейсово-амфиболитового комплекса предполагается позднекембрийским [215]. Возраст второго этапа определяется по развитию плагиомигматизации, амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма по раннекембрийским отложениям сарысазского вулканического комплекса, габбро — плагиогранитам саракокшинского комплекса. По данным В. И. Коржнева [352], мигматизированные габброамфиболиты и плагиогранитогнейсы с угловым несогласием перекрываются ранне-среднеордовикской стретинской серией, что позволяет датировать данные метаморфические образования позднего этапа метаморфизма ранним палеозоем. Завершение формирования структуры гранито-гнейсового купола, возможно, связано уже со среднепалеозойским внедрением турочакского гранит-лейкогранитового комплекса.

Кианит-силлиманитовая гнейсово-кристаллосланцевая метапелитовая формация (чаустинский комплекс)

Чаустинский комплекс кианитовых сланцев, гнейсов, амфиболитов (ks, aPZ₁₋₂c) закартирован Ю. А. Спейтом (1946) и В. П. Сергеевым (1968) в пределах Каимско-Аламбайской зоны (Каимской подзоны) на левобережье Катуня (р. Чауста – пос. Камышла) в виде дугообразного в плане меланжированного тела (~18 × 6 км) переслаивающихся графитсодержащих силикатных кальцитовых и доломитовых мраморов, кристаллических сланцев с дистен-гранат-ставролит-силлиманит-биотитовым парагенезисом, гранатовых амфиболитов, глаукофановых сланцев, кварцитов, выведенных на поверхность в подошве надвига. Последний отделяет аллохтон, представленный рифейско-вендскими карбонатными породами от вулканитов нижнего–среднего кембрия. Мощность отдельных линз метаморфических пород достигает 180 м при протяженности до 6 км [367]. В силикатной части комплекса резко преобладают высокоглиноземистые метапелиты со следами средне-высокотемпературного метаморфизма дистен-силлиманитового типа (Лепезин, 1978; Каргополов, 1995).

Наиболее крупное тело кианитовых гнейсов расположено в левом борту р. Катунь выше устья р. Чауста и имеет мощность до 5 м при протяженности более 90 м. Кианит образует призматические кристаллы от 1–2 до 10 см, содержание дистена в породе изменчиво и составляет в среднем 20–30 %, иногда достигая 70 %. Расчет параметров метаморфизма по гранат-плагиоклазовому геобарометру в гнейсах (данные С. А. Каргополова) дает $P = 8–10$ кбар при $T = 550–600$ °С, что соответствует условиям кианитовой фациальной серии; о режиме высоких давлений в условиях эпидот-амфиболитовой фации также свидетельствует ассоциация чермакитовой роговой обманки и граната в амфиболитах данного комплекса.

По С. А. Каргополову (1995), возможна определенная аналогия чаустинского комплекса с южным и западным фрагментами Белокурихинского полиметаморфического комплекса (в экзоконтакте Белокурихинского гранитного массива) и кремнисто-карбонатно-кристаллосланцевой толщей в составе ангурепского амфиболитового комплекса Аламбайской подзоны (Южный Салаир) Каимско-Аламбайской зоны [215]. Ближайшие находки дистенсодержащих кристаллосланцев известны в зонах меланжа среди рифейских карбонатных толщ в Горной Шории (в южной части Мрасского выступа). Становление комплекса, по всей видимости, связано с ранне- и среднепалеозойской термально-структурной переработкой венд-кембрийских карбонатно-глинистых отложений при формировании и перемещении тектонических пластин Каимского аллохтона. Изотопными методами возраст чаустинского комплекса не определялся, условно принят в интервале PZ₁–PZ₂.

Гнейсово-кристаллосланцевая метапелитовая, с наложенной мигматит-гранитовой, формация (белокурихинский, барбышский, южночуйский, курайский, шапшальский комплексы)

Белокурихинский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый полиметаморфический комплекс (gPR?(C₂)b) залегает в прифасовой части Горного Алтая

в пределах одноименного Белокурихинского блока Каимско-Аламбайской СФЗ. Метаморфические породы зафиксированы на трех изолированных участках, разобщенных Белокурихинским плутоном порфировидных гранитов пермо-триасового возраста. Метаморфические породы западной (окрестности с. Солоновка) и южной (бассейны рек Осиновка и Сосновка) частей блока граничат по Песчанскому надвигу со слабо метаморфизованными отложениями кембро-ордовика. Метаморфические породы восточной части блока с востока прорваны гнейсовидными гранодиоритами позднедевонского усть-беловского комплекса. В западном и южном фрагментах сохранились метапелиты (с небольшим количеством амфиболитов и железистых кварцитов) с минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 550\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}7\text{ кбар}$). Эти породы испытали сильный диафорез со стороны Белокурихинского гранитного массива. В восточном экзоконтакте Белокурихинского гранитоидного массива выделяются мигматиты и пятнистые сланцы, по [124] — наиболее высокотемпературные образования андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сформированные при повторном метаморфизме. В районе с. Даниловка в составе метаморфических пород преобладают гранат-кордиерит-содержащие гнейсы, среди которых отмечаются единичные выходы крупно- и грубозернистых массивных амфиболитов, состоящих из бурой роговой обманки и битовнита, а также линзы железистых кварцитов мощностью несколько метров. Предельная ассоциация включает кварц, плагиоклаз (№ 23–37 с обратной зональностью), калишпат, биотит, кордиерит ($f = 40\%$), гранат, корунд, шпинель, силлиманит и соответствует $T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 3\text{ кбар}$ [124]. Исходные образования реставрируются как аркозы, субграувакки и глины. Гранат относится к пиральспитовому ряду (f от 76 до 90 %) и характеризуется зональным строением. Ядра содержат до 4,7 % СаО (соответствует полю кианит-ставролитовых сланцев), тогда как в краевых частях содержание СаО падает с повышением MgO, что свидетельствует о двухэтапном метаморфизме с падением давления от первого этапа ко второму. Это согласуется с наличием среди гнейсов данного участка реликтовых ставролит- и кианитсодержащих разностей кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений, которые предполагаются в качестве субстрата при повторном метаморфизме. Таким образом, метаморфическая толща к востоку от Белокурихинского интрузива при таком же составе субстрата и исходном типе метаморфизма, как на южном и на западном участках, испытала наложенный низкобарический высокотемпературный метаморфизм и мигматизацию ($T = 650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3\text{ кбар}$) с возрастом 311 ± 2 млн лет (укладывается в предполагаемый возрастной интервал герцинской коллизии на Алтае). При этом, по данным Н. Н. Крука, Sm-Nd методом фиксируется модельный позднерифейский (950 млн лет) возраст земной коры в данном районе, что в целом соответствует позднерифейскому возрасту пород субстрата аккреционных комплексов Горного Алтая и Салаира, что позволяет соответствующим образом индексировать возраст полихронного белокурихинского комплекса на геологической карте.

К детально изученным сегодня можно отнести **барбышский комплекс кристаллических сланцев и гнейсов (g, aPR₂(D₁)br)**, обнажающийся на площади

~ 25 км² в юго-восточной части Терехтинского блока в лево- и правобережье р. Катунь — в бассейне руч. Барбыш, в 4–8 км ниже устья р. Тургунда (Егоров, 1937; Родыгин, 1979; Дук, 1982; Шепель и др., 1995). Кроме того, В. А. Зыбиным [336] недалеке, в бассейне р. Окол закартирован небольших размеров Окольский тектонический блок, сложенный диафторированными гнейсами предположительно барбышского комплекса, с кристаллизационной сланцеватостью, резко не совпадающей со сланцеватостью вмещающих терехтинских метабазитовых зеленых сланцев (уймонского) глаукофан-зеленосланцевого комплекса, с тектоническими ограничениями и серпентинитовым меланжем вдоль тектонических границ блока. Вблизи границ в краевых частях Барбышского блока проявлен диафторез от высокотемпературной области эпидот-амфиболитовой фации ($T = 570\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}5,5$ кбар с высоким геотермическим градиентом в 50–60 град/км) до зеленосланцевой ($T = 460\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 2$ кбар) в граничных разломах и секущих тектонических зонах.

В составе комплекса метapelиты несколько преобладают над метабазитами, отмечаются следы ультраметаморфических явлений (Шепель, 1995). В составе гнейсов установлены кордиерит, силлиманит (фибролит), гранат (альмандин). Метабазиты представлены в основном роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кристаллосланцами и амфиболитами. Метаморфические породы пронизаны многочисленными мелкими интрузивными телами и дайками разнообразного состава: от габбро и долеритов до лейкогранитов и риолитов, а также умереннощелочными гранитами Тургундинского массива. Возраст последнего на основании К-Аг определений (500–616 млн лет) ранее считался докембрийским (Изох, Кононов, 1987). Исходя из материалов среднемасштабной геологической съемки последних лет наиболее вероятен средне-позднедевонский возраст гипабиссальных гранитов и дайковых пород Тургундинского массива и ранне-среднедевонский — такситово-плойчатых роговообманковых габбро, гнейсовидных кварцевых диоритов, тоналито- и гранодиорито-гнейсов.

Существуют две точки зрения на происхождение барбышских гнейсов и кристаллосланцев. А. И. Родыгин (1979) вслед за А. С. Егоровым (1937) предполагает термально-купольную природу метаморфизма комплекса, инъекционные соотношения с интрузивными породами и зеленосланцевый терехтинский комплекс в качестве субстрата для гнейсов и кристаллосланцев. Г. Г. Дук (1982) и А. Б. Шепель (1995) считают Барбышский блок фрагментом доверхнерифейского кристаллического фундамента зеленосланцевых байкалид Терехтинского горста (с калий-аргоновым возрастом 1400 млн лет, по данным Г. Г. Дук).

Возраст метаморфических пород барбышского (тургундинского) комплекса определяется его структурным положением среди метаморфических сланцев терехтинского комплекса с вероятным развитием (при наличии термальной аномалии) по исходным метаморфическим породам новообразованных гнейсовидных автохтонных гранитоидов среднепалеозойского возраста. В соответствии с предполагаемым возрастом абиссально-мезоабиссальных гранитоидов предположительно катандинского комплекса и по аналогии с метаморфическими образованиями Южно-Чуйского хребта предполагается полихронное образование комплекса, с позднепротерозойским возрастом кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов и среднепалеозойским вре-

менем формирования по ним мигматитов, автохтонных и параавтохтонных тоналито-гнейсов, гнейсовидных кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Южночуйский амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевый полиметаморфический комплекс ($gPR_2(D)ju\check{c}$; $ksPR_2(D)ju\check{c}$) выделен в водораздельной части Южно-Чуйского хребта на юге Горного Алтая, где слагает одноименный крупный тектонический блок (крупную изогнутую тектоническую линзу мощностью до 15 км и общей протяженностью до 90 км) и несколько мелких его сателлитов в высокогорной части Катунских белков (Быструшинский аллохтон, ряд более мелких тектонических линз в Холзуно-Чуйской СФЗ). На севере непосредственно примыкает к зоне Чарышско-Терехтинского разлома.

Метаморфические породы южночуйского комплекса представлены метапелитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами хлоритовой, биотитовой, кордиеритовой, гранат-силлиманитовой ступеней метаморфизма с участием амфиболитов и слюдястых кварцитов, а также мигматитов, гранито-гнейсов и автохтонных гранитов поздней стадии метаморфизма. В целом южночуйский комплекс характеризуется зональным строением и наличием традиционно выделяемых [127, 163] пяти метаморфических зон: хлоритовой, биотитовой, кордиеритовой, ставролитовой и гранат-силлиманитовой. При этом в юго-западной части Южно-Чуйского блока (ставролитовая и гранат-силлиманитовая зоны) развиты минеральные парагенезисы с кианитом, ставролитом и силлиманитом, характеризующие более ранний метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии.

По данным А. В. Плотникова с соавторами [190], южночуйский комплекс имеет полиметаморфическую природу и сформирован в два этапа. При этом породы, развитые в западной части блока, относятся к производным метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии с параметрами $P = 5-7$ кбар, $T = 580-670$ °С, а биотит-содержащие и кордиеритсодержащие сланцы и гнейсы, а также мигматизированные породы восточной части блока – к производным андалузит-силлиманитовой фациальной серии ($P = 1,5-3,5$ кбар, $T = 580-700$ °С). Здесь часто встречаются постметаморфические кварцевые жилы с мусковитом, андалузитом и кордиеритом, которые, по мнению данных авторов, можно рассматривать как продукты кислотного выщелачивания. В центральной части блока (в зоне перехода) широко развиты полосчатые двуслюдяные гнейсы, содержащие гранат, ставролит, кианит и кордиерит, а также мигматизированные породы с лейкосомой плагиогранитного состава гранитной структуры и меланосомой в виде плагиоклаз-биотитовых сланцев с примесью силлиманита (фибrolит), эпидота, циркона. Севернее зоны мигматитов развиты богатые кордиеритом метаморфические породы с реликтами ставролита и ассоциацией биотита, мусковита, андалузита, силлиманита и граната.

Северная граница блока высокометаморфизованных пород с терригенными флишoidalными отложениями горноалтайской серии, слабо метаморфизованными в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, представляет собой пакет тектонических пластин неоднородно метаморфизованных пород, сформированный в результате правосдвиговых деформаций вдоль Чарышско-Терехтинского глубинного разлома. Здесь

развита широкая (до 1300 м) зона диафторитов по гнейсам и кристаллическим сланцам южночуйского комплекса. Время образования гнейсов по данным изотопного датирования (536–558 млн лет) определяется как венд-раннекембрийский и хронологически соответствует раннекембрийским процессам формирования венд-раннепалеозойских островодужных систем у окраин Сибирского континента. Изотопный аргон-аргоновый анализ возраста белых слюд в метаморфических породах показывает значения 370–409,5 млн лет (девон). Мигматиты дают средне-позднедевонский Rb-Sr возраст (380 ± 19 млн лет). Таким образом, результаты изотопного датирования вместе с геологическими данными (о наложении на флишоиды горно-алтайской серии метаморфизма, с развитием в породах кордиерита и андалузита) свидетельствуют о девонском времени проявления метаморфизма второго этапа.

Возраст южночуйского полиметаморфического комплекса в целом с учетом длительности и двухэтапности его формирования следует показывать как позднепротерозойский с наложением среднепалеозойского метаморфического события.

Курайский амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевый полиметаморфический комплекс ($gPR_2(D)k$; $aPR_2(D)k$) имеет широкое развитие в восточной части территории листа М-45 в пределах Курайского, Оройского, Чульчинского, Телецко-Абаканского, Чулышманского блоков Телецко-Чулышманской СФЗ и обычно пространственно ассоциирован с метаморфическими зелеными сланцами башкаусского комплекса. Тектонические пластины курайских метаморфических пород зафиксированы в Телецком, Верхне-Ильдугемском, Узун-Оюкском блоках в Курайской тектонической зоне; сходные с курайскими гнейсы присутствуют в раме Шапшальского и других гранитоидных массивов Западного Саяна, где выделяются в шапшальский метаморфический комплекс.

Курайский комплекс (Родыгин, 1964; Гусев, 1991) характеризуется резким преобладанием метапелитовой группы пород над метабазитовой, однородным метаморфизмом на уровне верхов эпидот-амфиболитовой фации, интенсивной плагиомигматизацией с формированием автохтонных лентовидных тел гнейсоплагиогранитов и амфиболитов кинцигитовой природы. Лишь над Курайским блоком наблюдается положительное гравитационное поле, что, видимо, связано с залеганием его в виде маломощного аллохтона на более плотном метабазит-зеленосланцевом основании, вскрываемом по соседству в Телецком и Башкаусском блоках. С зеленосланцевым и неметаморфическим обрамлением курайский комплекс имеет тектонические границы, он окаймлен и рассечен мощными зонами милонитизации и диафтореза зеленосланцевого уровня метаморфизма (Родыгин, 1968; Гусев, 1991). Н. И. Гусевым при геологической съемке этой территории показано, что мощные зоны blastomylonitov на границах Курайского и Узун-Оюкского блоков накладываются на неметаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи венда—нижнего кембрия (балхашскую и тыдтуерьскую свиты), преобразуя их в породы зеленосланцевой фации метаморфизма (на уровне биотитовой субфации). Создается видимость «постепенных переходов» курайского метаморфического комплекса в слабо- и неметаморфизованные отложения (Михалева, Скуридин, 1971 и др.).

Установлено прорывание метаморфических пород (в том числе blastsми-лонитов) Курайского блока массивными гранитами Корумбайринского, Мангелу и другими ранне-среднедевонскими массивами северо-восточного склона Курайского хребта.

Авторы, проводившие детальные исследования в Юго-Восточном Алтае, отмечают продукты разрушения гнейсов, кристаллосланцев, мигматитов в обрамляющих Курайский блок позднедокембрийских и кембрийских отложениях (Родыгин, 1967; Гусев, 1991; и др.). В нерастворимом остатке карбонатных пород баратальской серии венда, в терригенных породах арыд-жанской свиты R_3 , в песчаниках артлашской и кумурлинской свит кембрия установлены ставролит, гранат, силлиманит, турмалин, крупнопластинчатый биотит и другие метаморфогенные минералы; из конгломератов низов курайской свиты (E_1) Н. И. Гусевым и П. М. Бондаренко описаны окатыши мусковит-плагиоклаз-кварцевых кристаллических сланцев, плагиогранито-гнейсов, амфиболитов, метаморфических сланцев. Таким образом, имеются достаточно убедительные аргументы в пользу древнего возраста метаморфических пород вышеперечисленных блоков.

Минеральные парагенезисы курайского комплекса фиксируют достаточно широкий диапазон термодинамических условий формирования метаморфических пород от амфиболитовой (силлиманитовое плато) до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации (биотитовой субфации) в сланцевом обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом сформированы в условиях высоких температур ($P = 4-6$ кбар, $T = 600-700$ °C), что подтверждается, по данным А. И. Родыгина [207], железистостью сосуществующих роговой обманки ($f = 26-27$ %) и биотита ($f = 33$ %), а также широким развитием плагиомигматизации. Принадлежность данных пород к андалузит-силлиманитовой фациальной серии подтверждается развитием метаморфической зональности с выделением зон силлиманита, андалузита ($P = 2-4$ кбар, $T = 450-600$ °C), фиксирующей условия эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, и биотита (зеленосланцевая фация). В то же время, присутствие в некоторых гнейсах кианита, силлиманита и ставролита позволяет при формировании комплекса предполагать развитие более ранних этапов метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Другую группу составляют метаморфические образования к западу от Курайского блока (в бассейне р. Кысхыштубек), в Чульчинском, Телецком и Телецко-Абаканском блоках, а также в верхнем течении Чулышмана и между-речье Чулышман-Каракем. Именно для этих площадей в Восточном Алтае приводятся наиболее убедительные свидетельства проявления высокоградиентного термально-купольного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, наложенного на кембрийские турбидиты, венд-раннекембрийские вулканогенно-осадочные толщи или зеленые сланцы башкаусского (джебашского) комплекса (Блюман, 1968, 1992; Дергунов, 1967; Михалева, Скуридин, 1971; Рудич, 1972; и др.). Этот тип метаморфизма характеризуется тесной связью с преимущественно слюдянными высокоглиноземистыми гранитоидами натриево-калиевого типа, интенсивно огнейсованными и катаклазированными. Удлиненные, конформные с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород, тела гранитоидов образуют совместно с последними разнопоряд-

ковые гранито-гнейсовые «обрамленные купола» или «метаморфические ядра кордильерского типа» (Кубадринский, Абаканский, Чейбеккульский, Богояшский и другие купола с одноименными гранитоидными массивами в ядерных частях). При этом всеми исследователями отмечается не только пространственная ассоциированность гранитоидов и метаморфических пород, но и их временная близость, а следовательно, допускается возможность датирования метаморфических пород по возрасту сопряженных с ними автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Так, исходя из представлений о древних возрастах метаморфических пород Алтая, ассоциированные с ними крупные массивы гранитоидов иногда квалифицировались как докембрийские, например Тургундинский, Берткемский, Аккурумский и др. (Кононов, 1967, 1987). Те же или аналогичные гранитоиды априори, вместе с вмещающими метаморфическими образованиями, «привязанные» к тому или иному субдукционному или коллизионному процессу («сининверсионному плутонометаморфизму»), трактовались как раннепалеозойские аккреционно-коллизионные E_{2-3} или синколлизионные образования O_1, O_3-S_1, S_1 в отсутствие прямых геологических и радиологических данных об их возрасте (Буслов и др., 1993, и др.).

В последнее время появились материалы (геологические и изотопные — уран-свинцовые и рубидий-стронциевые), из которых следует, что южно-, восточноалтайские и западносибирские гранитоиды, бывшие до этого «ордовикскими» и «силурийскими», датируются ранним—средним девонем и входят в состав окраинно-континентального среднепалеозойского вулканоплутонического пояса (Шокальский и др., 1996). Таким образом, возраст метаморфических пород, ассоциирующих с девонскими гранитоидами в обрамленных куполах и ядрах кордильерского типа, оказывается среднепалеозойским, а сами купола накладываются как на палеозойские, так и на докембрийские, в том числе высокометаморфизованные, образования в обстановке, близкой к приведенной П.Коуни (1980) и К.Сейфертом для Кордильерского метаморфического пояса (Структурная геология ..., 1990, т. 1).

В наиболее крупном Чульчинском блоке, сложенном породами метаморфического курайского комплекса, представленными кварц-плагиоклаз-биотитовыми кристаллосланцами с частым присутствием силлиманита и граната (реже фиксируется андалузит и кордиерит), биотитовыми гнейсами, порфиروبластическими мигматитами и кварцитами, по данным Б. А. Блюмана [24], развита высокоградиентная метаморфическая зональность андалузит-силлиманитовой фациальной серии, наложенная на метапелитовые зеленосланцевые толщи башкаусского комплекса раннего палеозоя. Наиболее высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизация кристаллосланцев приурочены к ядерной зоне крупной антиформной купольной структуры в западной и центральной части блока. Метаморфическая зональность выражена последовательной сменой (по мере приближения к ядру антиформы) изоград индекс-минералов: биотита, кордиерита, андалузита, граната, силлиманита. Изограды в ряде участков располагаются субсогласно доминирующей ориентировке кристаллизационной сланцеватости, но чаще всего ориентированы под острым углом к последней. Зональность в целом имеет вид субизометричного овала (примерно повторяя контуры блока) — купола, при этом в центральной части купола, в ядре термальной антиклинали изограды индекс-минералов и

границы метаморфических фаций расположены субгоризонтально, образуя «силлиманитовое плато». К центральной части купола приурочены массивы биотитовых гранитоидов ранне-среднедевонского кубадринского комплекса гранодиорит-гранитового состава, по мнению Б. А. Блюмана, представляющие собой параавтохтонные диапир-плутоны. Таким образом, время проявления второго этапа курайского полиметаморфического комплекса определяется развитием девонских гнейсо-гранитовых образований по зеленосланцевым метаморфическим и кембрийским флишоидным толщам как средний палеозой.

Таким образом, есть серьезные основания предполагать в формировании полихронного курайского комплекса присутствие двух этапов метаморфизма: раннего позднепротерозойского или раннепалеозойского и позднего – среднепалеозойского, инициированного процессами тектономагматической реактивации метаморфических образований в условиях активной континентальной окраины.

Шапшальский гнейсово-кристаллосланцевый комплекс ($g, aPR_2(D)s$) выделяется по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 на Шапшальской площади [184, 390]. На крупномасштабных геологических картах он традиционно показан красным крапом как метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, наложенный на зеленосланцевые образования. В серийных легендах [325] его образования отражены как «комплексы зонального метаморфизма» раннедевонского возраста. Шапшальский плутоно-метаморфический комплекс по существу является латеральным аналогом курайского гнейсово-кристаллосланцевого комплекса в западной части Хемчикско-Куртушибинской и Центрально-Саянской СФЗ, отличаясь более локальным проявлением в обрамлении раннедевонских массивов большепорожско-джойской габбро-гранитной серии, в частности, в корневой части крупного Шапшальского плутона. Развитые здесь метаморфические породы ранее выделялись в Шапшальский метаморфический пояс [130], и при этом относились к контактово- или динамометаморфическим образованиям.

Породы шапшальского метаморфического комплекса представлены плагиогнейсами (80 %) и кристаллическими сланцами (20 %) с единичными пластовыми телами амфиболитов. По составу темноцветов (в количестве 20–35 %) выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые, реже биотит-гранатовые и роговообманковые плагиогнейсы. Кристаллосланцы – темно-серые, тонкокристаллические породы с гранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами и размерами зерен породообразующих минералов до 0,5 мм. Породы обычно состоят из кварца, биотита, роговой обманки, олигоклаза–андезина (до 10–15 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, гранатом, апатитом, цирконом. Амфиболиты характеризуются нематогранобластовой, реже гломеронематобластовой структурой вследствие кучного расположения кристаллов роговой обманки. Размер выделений минералов 0,5–2 мм, редко – до 5 мм. Породы сложены зеленой роговой обманкой (40–60 %) и плагиоклазом ряда андезина (40–60 %). В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют титаномagnetит, сфен, иногда гранат.

По мнению М. Л. Махлаева и О. Ю. Перфиловой, проводивших геологическую съемку северо-восточной части Шапшальского плутона, условия метаморфизма пород комплекса соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, при этом поля распространения метаморфических пород имеют тектонические ограничения. Петрографический состав пород шапшальского метаморфического комплекса позволяет считать их субстратом осадочные обломочные породы. Биотитовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы (в том числе гранатсодержащие) сформировались за счет метаморфизма песчано-алеврито-глинистых осадков, а биотит-роговообманковые – образовались по известковистым грауваккам. Такой набор пород субстрата не противоречит составу широко распространенной в регионе венд-раннекембрийской флишоидной устушкинской серии, кохошской свиты и горноалтайской серии (каратошской свиты).

Радиологических определений возраста пород шапшальского метаморфического комплекса пока нет, но предположительно судить о возрасте метаморфизма позволяют геологические данные. Комплекс характеризуется типичными чертами высокоградиентного метаморфизма, характерного для коллизионных обстановок. Повсеместно наблюдаемое в Абакано-Шапшальской СФЗ развитие регионального метаморфизма, гранитизации и анатексиса, в результате которых формируются пояса раннедевонских автохтонных и параавтохтонных гранитоидов большепорожского и джойского комплексов, позволяют считать полихронный шапшальский метаморфический комплекс в основном девонским, связанным с девонским этапом тектоно-магматической активизации.

ДИСЛОКАЦИОННО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В данном разделе отмечены типичные и наиболее интенсивно проявленные комплексы дислокационного метаморфизма, к которым отнесены меланжевые комплексы и дислокационные комплексы сложного строения, не отраженные в легенде и на схеме корреляции геологических образований района.

Зоны смятия и динамометаморфизма хорошо картируются в поле по интенсивной выдержанной рассланцовке и другим структурно-текстурным элементам динамокластитов. В крупных тектонических зонах развит широкий набор различных типов динамокластитов от какиритов, катаклазитов и тектонических брекчий до ультрамилонитов, бластомилонитов и динамосланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Примером широкого разнообразия типов динамокластитов может быть Чарышско-Терехтинская зона разломов. Такое разнообразие свидетельствует о длительности и многостадийности формирования тектонической зоны. Зоны смятия свойственны Башкаусско-Каракемской, Каракольско-Кадринской и другим дизъюнктивным структурам. В то же время динамометаморфические образования конкретных тектонических зон имеют свои особенности [263]. Так, в зоне Шапшальского разлома на юге по гранитам одноименного гранитоидного массива развиты катакластические очковые гнейсы – гранитные бластомилониты и бластокатаклазиты рапа-

кивиподобного облика с крупными овоидами полевого шпата, погруженными в сланцеватый матрикс [161]. Для северного отрезка разлома характерны амфиболовые динамосланцы, сформированные по метавулканикам венд-раннекембрийской карагольской свиты.

Мощные и разнообразные динамометаморфические комплексы развиты в Курайской и сопряженных с ней тектонических зонах. Здесь, наряду с серпентинитовым и автокластическим меланжем, распространены стресс-метаморфические породы, выделенные Н. И. Гусевым и Е. А. Киселевым [71, 317] как карасуйский и коксаирский комплексы.

Карасуйский дислокационно-метаморфический комплекс подразделен ими на три подкомплекса: катазоны, нижней и верхней мезозоны. Первый подкомплекс представлен очковыми blastsмилонитами гранитного, плагиогранитного, амфиболитового и гнейсового состава, сформированными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; второй подкомплекс объединяет биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые сланцы и микрокристаллические сланцы того же состава биотитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма; третий подкомплекс включает милониты, катаклазиты, хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы и зеленосланцевые диафториты, образованные в результате процессов милонитизации и бластеза в условиях низкотемпературных субфаций зеленосланцевого метаморфизма.

Коксаирский дислокационно-гидротермальный комплекс объединяет приразломные брекчии, катаклазиты и сопряженные с ними аргиллизиты, вторичные кварциты, кварцевые, кварцево-карбонатные и карбонатные жильные зоны, сформированные при гидротермальной переработке сдвиговых зон. Строение комплекса определяется чередованием выклинивающихся полос и линз измененных пород, совмещенных по разломам блоков и формированием стволовой осевой части с глубокой гидротермальной переработкой катаклазитов с образованием пород доломит-кварц-альбитового и доломит-кварцевого состава.

В зоне Телецкого разлома шириной до 6 км развит мощный комплекс динамометаморфических пород, представленный, по данным А. И. Родыгина [205], пачками окварцованных, милонитизированных и катаклазированных пород, приразломных сланцев и серпентинитового меланжа. В зоне Кубадринского разлома в районе р. Куркурек и Теранджикского массива картируются зоны зеленосланцевых диафторитов, милонитов, ультрамилонитов и blastsмилонитов с линзами исходных гнейсов и кристаллосланцев курайского полиметаморфического комплекса, прорванные габбро-сиенитами и гранитоидами триасового Теранджикского массива. Теранджикский интрузив, в свою очередь, срезается зоной фельзитовидных ультрамилонитов, тектонических микробрекчий, актинолитовых динамосланцев мезозойского возраста, что подтверждает длительное многоэтапное развитие сложнопостроенных тектонических зон региона.

На севере рассматриваемой территории, в зоне Каракольского разлома динамометаморфические процессы проявлены в полосе шириной до 3 км с формированием пород мезо-катазонального облика (**каракольский динамометаморфический комплекс**). Здесь по терригенным отложениям раннекембрийской убинской свиты развиты кварц-альбит-серицит-хлоритовые

динамосланцы, а по метабазитам, в том числе и позднедевонского возраста — альбит-хлорит-актинолитовые сланцы и сланцеватые эпидотовые амфиболиты. Данные породы характеризуются выдержанной вдоль разлома кристаллизационной сланцеватостью и отсутствием реликтов исходных пород. В районе золотопроявления Кара-Торбок по известнякам баратальской серии развит своеобразный мономиктовый автокластический карбонатный меланж, где линзы относительно массивных известняков окружены интенсивно кливажированным сланцеватым карбонатным матриксом.

В зоне Южно-Терехтинского разлома в верховьях р. Кастахты, по данным А. И. Родыгина [205], в зоне шириной до 2 км наблюдается динамометаморфический комплекс очковых милонитов и ультрамилонитов, внешне сходных с черными глинистыми сланцами и рассланцованными туфами куратинской свиты. В порфиорокластах данных пород присутствуют среднезернистые диориты, кварцевые порфиры, туфы, песчаники и алевролиты — субстрат для милонитов и ультрамилонитов матрикса меланжа. По простиранию Южно-Терехтинского разлома на восток, эти динамометаморфические образования сменяются зоной тектонического автокластического и серпентинитового меланжа, далее — зоной зеленосланцевых диафторитов, развитых по гнейсам и кристаллосланцам барбышского комплекса.

В зоне Башелакского разлома, разделяющего структуры Ануйско-Чуйской и Чарышско-Талицкой СФЗ в результате длительного развития и неоднократной реактивации, общая мощность зоны интенсивного рассланцевания, катаклаза, брекчирования и гидротермально-метасоматических изменений с сульфидной медной и золоторудной минерализацией достигает нескольких километров [266], характерно частое развитие прокварцованных рудоносных тектонических брекчий.

Характерным примером внутриформационной зоны динамометаморфизма является **бельский дислокационно-метаморфический комплекс**, выделенный [259, 261, 351] в районе хр. Сумульгинские Белки (район горы Бель) в центральной части Уйменского прогиба. Бельский комплекс представляет собой сложную ассоциацию кварц-альбит-серицит-хлоритовых и альбит-актинолит-хлоритовых динамосланцев, милонитов, бластомилонитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов и подразделяется на дислокационно-метаморфический и дислокационно-метасоматический подкомплексы. Характерной особенностью данного комплекса является развитие тонкокристаллических бластомилонитов гранитоидного состава, сформированных в результате совмещения процессов милонитизации, линейаризации, разлинзования и бластеза, с формированием полосчатых и брекчиевидных метасоматических пород, напоминающих флюидалные риолиты и игнимбриты. Для этих пород характерен минеральный парагенезис в составе кроссита, пумпеллиита, стильпномелана и альбита, что свидетельствует об образовании в условиях повышенных давлений. Наряду с бластомилонитами и зелеными динамосланцами широко развиты послонные и секущие зоны милонитов и ультрамилонитов с обликом черных сланцев, реже отмечают прожилковые зоны псевдотрахилитов.

На южном, внутриформационном продолжении Куячинского разлома, проходящего по отложениям горноалтайской серии, в верховьях Песчаной и Теньги, в зоне мощностью более 1 км развиты интенсивно клива-

жированные терригенные породы, сменяющиеся к осевой части хлорит-серицитовыми динамосланцами с линзами и пластинами порфиридов, альбит-хлоритовых сланцев и очковых бластомилонитов, образованных по дайкам риолитов, гранит-порфириров и пород основного состава. Локально развиты зоны черных ультрамилонитов и светлых, интенсивно пиритизированных кварц-серицитовых (березитовых) сланцев, широким распространением пользуются кварцево-жильные зоны. В северной части данной тектонической зоны основной структурный шов выражен мощной (до 300 м) зоной интенсивного рассланцевания, катаклаза, брекчирования и лимонитизации вулканогенных и терригенных пород раннего палеозоя. К нему приурочены кварц-эпидот-турмалиновые метасоматиты с повышенными содержаниями золота и зоны окварцевания с медно-полиметаллической минерализацией [367].

В пределах мощных терригенных и карбонатно-терригенных толщ раннего и среднего палеозоя, слагающих значительные площади Ануйско-Чуйской и Холзуно-Чуйской СФЗ, широким развитием пользуются разрозненные, часто маломощные зоны милонитов и динамосланцев, нередко принимаемых за слабоизмененные глинистые сланцы. Области их развития могут рассматриваться как зоны синскладчатых вязких разломов. С милонитами ассоциируют тектоно-метасоматические альбитофиры с обликом порфиридов, развитые по дайкам кислого состава и по терригенным породам.

В качестве дислокационно-метасоматического комплекса ранних этапов развития региона может рассматриваться **сугульский комплекс тектонических кварцитов**, проявленный на севере листа М-45 и на смежной к северу территории (хр. Бийская Грива) в кремнисто-карбонатных образованиях баратальской, едиганской, манжерокской свит Бийской подзоны Бийско-Катунской зоны. Тела микрокварцитов данного комплекса, залегающие среди окварцованных и доломитизированных известняков докембрийско-раннекембрийского мегакомплекса, характеризуются различной формой (от жильной до неправильной желваковой) и размеры от нескольких сантиметров до нескольких сот метров в поперечнике. Соотношения с неизменными вмещающими породами чаще всего резкие, через разлом, но иногда «постепенные», с переходной зоной в виде тектонизированных интенсивно окварцованных пород. Микрокварциты имеют обычно брекчиевидную, пятнисто-брекчиевидную и прожилковидно-пятнистую текстуру, в их составе присутствует примесь хлорита, светлой слюды, альбита, реже — адуляра, что позволяет относить данные образования к субформации кварцитов формации кварц-альбитовых метасоматитов с приуроченностью к зоне глубинного разлома (сутурного шва) и образованиям аккреционного клина раннепалеозойского орогена. Другая точка зрения на сугульские микрокварциты высказывалась В. П. Сергеевым и др. Он рассматривал эти образования как позднекембрийско-раннепалеозойскую кремнистую кору выветривания на кремнисто-карбонатных толщах позднего докембрия. Микрокварциты распространены примерно на одном гипсометрическом уровне, с более глубокой проработкой, крутопадающими линзами и «карманами» вдоль зон крупных разломов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория листа М-45 характеризуется сложным геологическим строением и широким проявлением процессов породы- и рудообразования, сопровождавшихся формированием различных метасоматических и гидротермальных образований. Петрографическая и геохимическая изученность гидротермально-метасоматических образований региона остается недостаточной, особенно слабо проявленных метасоматитов регионального распространения (эпипород, по Е. В. Плющеву).

Для зон крупных разломов и приразломного смятия, особенно подновленных и новообразованных на неотектоническом этапе, весьма характерны пропилит-березитовые, аргиллизитовые изменения и серицитолиты. Подобные гидротермально-метасоматические аргиллизитовые изменения в зонах неотектонических разломов более детально изучены в прифасовой части Горного Алтая. Здесь они приурочены к Белокурихинскому надвигу. По данным [351], здесь, в Искровско-Белокурихинской зоне субширотного простирания, залегающей в грейзенизированных пермо-триасовых гранитах Белокурихинского Плутона, развиты аргиллизиты, представленные интенсивно катаклазированными разуплотненными желтовато- и розовато-красными брекчиями. Новообразования представлены цеолитами (ломонтит, натролит, десмин), каолинитом, диккитом, монтмориллонитом, криптозернистым кварцем и карбонатами. Они обнаруживают гнездово-прожилковое распределение и формировались при неоднократном дроблении и брекчировании пород. Общая мощность зон цеолит-глинистых изменений достигает 500–600 м, а протяженность 20 км. Внутренняя часть зон изменений представлена кремнисто-глинисто-цеолитовыми брекчиями и имеет мощность от 1–2 до 20 м. Во внешних частях зон цеолититизация в аргиллизированных породах отмечается в виде прожилков. Аргиллизиты и наследуют их редкометалльную специализацию материнских грейзенизированных гранитов (олово, литий, молибден). Интенсивно аргиллизированные граниты характеризуются высоким содержанием K_2O (8,66 %) и низким – Na_2O (0,6 %).

Другой пример юной зоны гидротермально-метасоматических изменений можно наблюдать в Коньйско-Бедуйской зоне Западного Саяна в северо-восточной части листа М-45, в верховьях р. Мал. Абакан. Здесь в зоне западной составляющей Чибитского дугообразного разлома развита серия сближенных ветвящихся зон дробления и милонитизации мощностью 50–400 м, контролирующей размещение крутопадающих сидерит-анкеритовых залежей мощностью от 0,3–0,5 до 80–240 м и протяженностью от 5 м до 3 км. Железистые карбонаты секутся жилами молочно-белого кварца. В пустотах и на стенках открытых трещин сформировались щетки горного хрусталя и аметиста, корки лучистого гетита, мелкие друзы кальцита и землястые агрегаты минералов марганца [322]. На западном продолжении зоны разлома известен Бедуйский (Аржан-Сугский) горячий источник минерализованных вод.

Вулканогенные полевошпатово-аргиллизитовые метасоматические системы в связи с вулканическими и вулканоплутоническими очаговыми струк-

турами действовали в Уйменском, Аксайском и других вулканических прогибах региона. В зонах регионального и дислокационного метаморфизма, в крупных тектонических и вулкано-плутонических очаговых структурах на разных этапах развития региона действовали зональные метасоматические системы: «зона базификации — зона щелочного метасоматоза — зона кислотного выщелачивания» так же, как и их усложненные, телескопированные варианты [263, 261]. Примером такой системы может быть Уйменский вулканогенный прогиб, с сочетанием зон слабо проявленных пропилитов, эйситов, серицит-хлоритовых сланцев и локально развитых березитов. В зонах интенсивной тектонизации, березитизации, окварцевания (центральная часть прогиба) происходило накопление урана за счет выноса этого элемента из широких периферических зон слабых пропилитовых и кварц-полевошпатовых изменений в вулканогенно-осадочных девонских отложениях. К зонам щелочного метасоматоза повсеместно приурочены метасоматиты повышенной калиевости («ультракалиевые риолиты»), и именно с ними ассоциировано урановое оруденение. В ядерных зонах кислотного выщелачивания картируются аргиллизитовые тела с эпитермальным флюоритовым, баритовым и золото-серебряным оруденением.

Для редкометаллоносных гранитоидных массивов характерно, что в сильно эродированных плутонах локальные рудоносные зоны полнопроявленных грейзенов и альбититов обычно уничтожены эрозией, однако сохраняются слабо проявленные широкие более высокотемпературные зоны альбитизации и микроклинизации — вероятный источник рудного вещества. Пропилитовые и оксеталитовые ореолы сопровождают золото-скарновые поля в связи с Югалинским и Топольнинским рудоносными массивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Кварц-альбитовые и кварц-адуляр-альбитовые метасоматиты характерны для Нырнинского, Элекмонарского, Тускульского, Тауракского и многих других интрузивов и даек региона. Эти «эпипородные образования» сильно изменяют облик исходных пород, но сами по себе — всего лишь слабо дифференцированные автометасоматиты с низкой потенциальной рудоносностью. Совокупность эпипородных гидротермально-метасоматических изменений ответственна за перераспределение и концентрацию рудного вещества многих видов эндогенных полезных ископаемых. При этом рудоносность метасоматических систем определяется, наряду с геохимической специализацией исходных породных комплексов, контрастностью и степенью дифференцированности системы, что требует специального комплексного изучения как легко диагностируемых локальных, так и широко распространенных слабопроявленных гидротермально-метасоматических образований.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-45 расположена в юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области и характеризуется сложной складчато-блоковой структурой. Выделяются структурно-формационные зоны раннепалеозойского фундамента и наложенные на них прогибы (структуры осадочного и вулканогенно-осадочного чехла). По преобладающему стилю тектонических дислокаций могут быть выделены преимущественно альпийского типа покровно-складчатые сооружения (Алтае-Саяно-Тувинская и Салаиро-Алтайская надвиго-складчатые системы) и германотипные складчато-блоковые сооружения сдвиговых зон (Монголо-Алтайская и Алтае-Кузнецко-Северосаянская сдвигово-складчатые системы). На территории листа М-45, как и в целом в западной части Алтае-Саянской складчатой области, начало формирования геологических структур приходится на поздний докембрий. В конце палеозоя их развитие в основном было завершено, а в более поздний период времени происходили процессы тектономагматической активизации и тектонические перестройки, окончательно сформировавшие современную блоковую структуру рассматриваемой территории.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕГИОНА

В геологическом строении территории принимают участие более ста структурно-вещественных комплексов, которые в соответствии с их возрастом, составом, структурно-тектонической и геодинамической позицией могут быть рассмотрены в составе шести структурно-вещественных мегакомплексов как производные шести основных этапов геологического развития региона.

1. Позднерифейско-раннекембрийский мегакомплекс. Основой данного мегакомплекса являются породные ассоциации кремнисто-карбонатной (баратальская серия, каянчинская свита) и кремнисто-карбонатно-глинистой (едиганская свита) формаций, базальт-трахибазальтовой формации (манжерокский, арыджанский комплексы), менее развиты породы базальтовой (саратанский, каимский, аныякский комплексы), габбро-гипербазитовой и дунит-гарцбургитовой (чаганузунский, актовракий, вехнеаламбайский комплексы) формаций реликтов океанической коры. С ними ассоциирует формация рифогенных известняков (сарасинская и чепошская свиты, ороктойские мраморы). Осадочные толщи карбонатного и кремни-

стого состава сформированы скорее всего в условиях позднерифейско-раннекембрийского окраинно-морского бассейна седиментации. Базальтоиды нередко характеризуются повышенной титанистостью, пониженной глиноземистостью и по составу соответствуют вулканитам N- и E-MORB и океанических островов. Подобные базальты иногда (Клыкский горст и др.) встречаются внутри блоков с «островодужными вулканитами, где по-видимому могут рассматриваться как фрагменты основания раннекембрийской островной дуги. С некоторой долей условности к данному мегакомплексу отнесены базальтоидные и базальт-песчано-сланцевые образования кучерлинского комплекса, пространственно ассоциированные с высокобарическим глаукофан-зеленосланцевым терехтинским комплексом. Наряду с последним к океаническому мегакомплексу могут быть отнесены балтырганский эклогит-глаукосланцевый метаморфический комплекс, чаустинский амфиболит-кианиткристаллосланцевый метаморфический комплекс, гранатовые амфиболиты белокурухинского метаморфического комплекса, а также меланжевые комплексы (серпентинитовый и полимиктовый меланжи сутурных швов).

2. Раннекембрийско-раннеордовикский (островодужный) мегакомплекс.

Его вещественной основой являются осадочно-вулканогенные формации (карагольский, балхашский, сарысазский, садринский вулканические комплексы) с развитием базальтоидов толеитовой, известково-щелочной и, фрагментарно, бонинит-марианитовой серий. Для перечисленных комплексов типична формация натриевых базальтов – плагиориолитов (спилит-кератофировая формация), в полной мере проявленная в завершающие фазы раннекембрийского вулканизма (атлинский, курайский, верхнемонокско-чеханский комплексы). Во времени она сменяется андезит-базальтовой формацией с известково-щелочным типом вулканитов. Интрузивные образования раннеостроводужной стадии представлены габбро-плагиогранитовой формацией (саракокшинский, мештуерыкский комплексы), на склонах глубоководного желоба формировались турбидиты (устишкинская серия), в преддуговых прогибах развита флишоидно-граувакковая (убинская свита, малоабаканская толща), во внутренних частях вулканической дуги – известняково-граувакковая (тырганская свита) формации раннекембрийского бассейна седиментации. Широким развитием на склонах отмирающей островодужной системы пользуются терригенные флишоидные толщи (кохошская и каратошская свиты, горноалтайская серия), нередко с олистостромами (чибитская свита, песчанская толща). Во внутренних районах островной дуги и зоне аккреции они фациально сменяются молассоидными отложениями (еландинская, тандошинская, кульбичская, камлакская, чойская, ишпинская свиты). Осадочные толщи сформированы в условиях единого кембрийско-раннеордовикского бассейна седиментации. Синхронно с нижней частью разреза флишоидных толщ ограниченно развиты вулканиты базальт-трахибазальтовой (усть-семиинский комплекс) и андезит-базальтовой (ускучский комплекс) формаций. Интрузивные образования представлены перидотит-пироксенит-габбровой (барангольский комплекс) и габбро-диорит-гранодиоритовой (садринский комплекс) формациями. С коллизионной стадией становления раннепалеозойских островодужных структур может быть соотнесена структурно-

термальная переработка широко распространенных метаморфических комплексов (амфиболитового кебезенского, кианит-кристаллосланцевого чаустинского зеленосланцевых терехтинского, башкаусского и др.) в реликтовых тектонических блоках кор более ранней позднепротерозойской консолидации. В северной части листа в турбидитах горноалтайской серии присутствуют вулканогенные породы салаирских комплексов — орлиногорско-ариничевского и чебурино-краснянского (песчанская толща). Возможно, что вулканогенные образования данной стадии на территории Горного Алтая сформировались в пределах задугового бассейна в тылу Салаирской островодужной системы.

3. Раннеордовикско-раннедевонский (пассивно-окраинно-континентальный) мегакомплекс объединяет в своем составе шельфовые образования раннеордовикско-среднедевонского бассейна седиментации с карбонатно-терригенным и терригенным типами разреза. Глубоководность отложений повышается с востока, где доминируют красноцветные отложения, на запад, где развиты терригенные флишеидные образования бирюксинской свиты и кремнисто-терригенные отложения. Восточнее осадконакопление осуществлялось в пределах материково-шельфового плато, сменяясь во времени все более мелководными континентальными осадками. Остается проблематичным наличие в данном мегакомплексе вулканогенных образований в еринатской и ярышкольской свитах Западного Саяна.

4. Девонский (активно-окраинно-континентальный) мегакомплекс развит на рассматриваемой территории в виде наложенных прогибов и грабенов, расположенных как в пределах блоков раннепалеозойского основания, так и межблоковом пространстве. Вещественную основу девонского мегакомплекса составляют осадочно-вулканические формации ранне-среднедевонского возраста. В западной и южной части площади в Коргонском, Аксайском и Калгутинском прогибах развиты ергольский базальт-андезитовый, коргонский и аксайский трахиандезит-дацит-риолитовые комплексы, в центральной и в юго-восточной части Горного Алтая в Бельгебашском, Машейском и Юстыдском прогибах — талдыдюргунский базальт-андезитовый и корумкешинский дацит-риолитовый комплексы. В северной части территории развиты сменяющие друг друга с запада на восток куяганский риолит-дацит-андезитовый (Куяганский, Барагашский прогибы), онгудайский базальт-андезитовый и куратинский дацит-риолитовый (Куратинский прогиб, Онгудайский грабен), нырнинский риодацит-андезибазальт-базальтовый и саганский трахибазальт-риолит-риодацитовый (Уймено-Лебедская группа прогибов) комплексы. Этот ряд отражает латеральную смену последовательно-дифференцированных вулканических формаций осевой зоны вулканического пояса бимодальными формациями зоны тыловых рифтов. Наряду с вулканогенными широко развиты континентальные и прибрежно-лагунные существенно красноцветные и песчано-галечниковые терригенные молассы с ограниченным карбонатонакоплением.

Самостоятельную группу формаций образуют средне-верхнедевонские терригенные и, менее, карбонатно-терригенные формации среднедевонско-раннекаменноугольного бассейна седиментации (кызылшинская, юстыдская, ильдугемская, тайозенская и урскульская серии, байгольская, малофеевская, еловская свиты). Вулканизм в эту стадию после предпозднеживетской магма-

тической паузы подавлен и представлен бимодальными ассоциациями кокоринского, богучинского комплексов, сопровождаемых позднедевонскими силлово-дайковыми урскульским, сумульгинским, верхнеабаканским комплексами. Возможно, они маркируют зоны рассеянного рифтогенеза в тылу Рудно-Алтайского (на сопряженной с запада территории) активно-окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса.

Интрузивные образования данного мегакомплекса представлены широко распространенными габбро-гранитными сериями и существенно гранитоидными комплексами, слагающими крупные, нередко полихронные плутоны и ареалы. На западе и в центре Горного Алтая распространены массивы позднедевонского боровлянского гранодиорит-гранитового; на западе, севере и в центральной части – средне-позднедевонского топольнинского габбро-гранодиорит-гранитового и позднедевонского усть-беловского габбро-диорит-гранодиоритового; на юге ранне-среднедевонских катандинского габбро-диорит-гранодиоритового и рахмановского гранодиорит-гранитового; на востоке – ранне-среднедевонских каракудюрского и козерского габбро-диорит-гранодиоритовых и кубадринского гранодиорит-гранитового, а еще восточнее – раннедевонских большепорожского габбро-диорит-гранодиоритового и джойского гранодиорит-гранитового комплексов; на юго-востоке – позднедевонских кокоринского порфирирового и юстыдского гранит-лейкогранитового комплексов; в центральной и северной части территории – ранне-среднедевонского югалинского габбро-монцодиорит-гранодиоритового, среднедевонского турочакского гранит-лейкогранитового, средне-позднедевонского кызылташского габбро-диорит-граносиенит-гранит-лейкогранитового комплексов.

Несколько обособленную группу составляют развитые в СФЗ Западного Саяна раннедевонские (лохковского уровня) вулканогенные формации преимущественно кислого состава (кужебазинская серия), геодинамическое положение которых остается недостаточно ясным. Возможно, это наиболее ранние проявления существенно риолитоидного вулканизма активных континентальных окраин андийского типа в Урало-Монгольском поясе.

5. Каменноугольно-юрский мегакомплекс включает позднеколлизионные и постколлизионные пермо-триасовые и мезозойские (триасовые и раннеюрские) интрузивные образования рифтогенной стадии. Они развиты главным образом в северо-западной (поздняя пермь—ранний триас) и в южной (ранняя юра) части Горного Алтая и представлены в своем основном объеме гранитоидными комплексами, дайковыми поясами базитов и лампрофиоров, а также континентальными телепирокласто-терригенными и угленосными молассовыми, существенно терригенными отложениями. Последние на данной территории развиты в очень ограниченных объемах в виде мелких наложенных приразломных впадин и грабенов, локализуясь на периферии и на границах более древних блоков.

6. Мезо-кайнозойский (внутриконтинентальный) мегакомплекс сложен в большинстве своем нелитифицированными рыхлыми отложениями различного генезиса. По долинам рек широко развиты аллювиальные, аллювиально-озерные, а также флювиогляциально-аллювиальные отложения террасового комплекса, при этом последние рассматриваются некоторыми исследователями [37] как «катафлювиальные» образования, созданные

потоками прорывов ледниково-подпрудных озер последнего оледенения. Большой объем подразделений, включающих органогенные и хемогенные фации, ледниковые и водно-ледниковые песчано-валунные отложения, сосредоточен в межгорных Уймонской, Курайской, Чуйской, Джулукульской, Бертекской котловинах. В низкогорных районах на севере листа фиксируется развитие каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистых кор выветривания позднемелового—палеогенового и палеоген-неогенового возраста. В северо-западной части листа в пределах Предалтайской равнины Бийско-Барнаульской впадины развиты значительные по мощности пролювиальные и делювиальные, а также субаэральные отложения (краснодубровская свита) платформенного этапа седиментации.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

На рассматриваемой территории выделяются 18 структурно-формационных зон (СФЗ), многие из которых лишь частично входят в контур площади листа М-45 (рис. 10). Они представляют собой складчатый фундамент для вышележащих менее деформированных и почти не нарушенных 56 наложенных прогибов, впадин, грабенов ордовикского, девонского, каменноугольного, мезозойского и кайнозойского возраста, являющихся структурами прерывистого осадочного и вулканогенно-осадочного чехла данной территории. Вдоль северной рамки листа располагается южный край Бийско-Барнаульской предгорной впадины (Предалтайской равнины) с развитием рыхлых отложений кайнозойского возраста.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА

Улгий-Юстыдская СФЗ представлена в пределах листа М-45 северной расщепляющейся частью крупной протяженной структуры, продолжающейся к юго-востоку на территорию Тувы и Монголии. Среди структур Горного Алтая занимает самостоятельное положение и на северо-западе в значительной своей части перекрыта кайнозойскими отложениями Чуйской впадины. На юго-западе она по Ташантинской ветви Чарышско-Терехтинского разлома глубоко вдается в структуры Холзуно-Чуйской СФЗ. На севере — Кадринско-Курайским и Чаган-Узунским разломами она отделена от салаирско-каледонских структур Телецко-Чулышманской, Баратальского блока Бийско-Катунской и Балхашского — Уймено-Лебедской СФЗ. Основной объем этой зоны синклинового строения занят средне-позднедевонским Делюно-Юстыдским прогибом, выполненным флишовой черносланцевой юстыдской серией. Его основание сложено вулканогенными отложениями ранне-среднедевонского структурного яруса (талдыдюргунская, жанедынгуйская, корумкешинская, даянская свиты), в виде тектонических пластин и клиньев совместно с линзами дислоцированных пород фундамента образующими *Кызылшинское горст-антклиналиное поднятие* клиновидно-треугольной формы. В блоках фундамента на продол-

жении СФЗ в Монголию установлено присутствие офиолитов венда—нижнего кембрия. Интенсивно складчатая юстыдская серия в восточной части Юстыдского прогиба прорвана куполовидными выступами кровли Юстыдского плутона позднедевонского одноименного гранит-лейкогранитового комплекса в полосе субмеридионального простирания. Линейный ареал гранитных тел соответствует зоне растяжения, а Юстыдский прогиб в целом — сектору растяжения в области сочленения правосдвиговых (Чарышско-Теректинский разлом) и левосдвиговых (Кубадрино-Курайский разлом) сколовых разрывных нарушений.

Внутреннее строение Юстыдского прогиба характеризуется сильной сложенностью первоначальной брахиформной или мульдообразной складчатости линейными и дисгармоничными складками более мелких порядков при субконцентрической ориентировке осей вторичных складок в плоскости крыльев брахиформных структур, а также развитием дуговых, с выпуклостью на восток и юго-восток, конседиментационных сбросов. Углы падения крыльев складок весьма различны (от 20 до 80°) даже на небольших участках. Структура центральной, восточной и южной частей прогиба близка к концентрической (с удлинением в северо-восточном направлении), возможно, структура вращения тектонического блока между двумя крупными сдвигами. Линейные складки развиты вдоль зон секущих разломов северо-западного и субмеридионального простирания, для которых в ряде случаев определяется правосдвиговая кинематика разломов, ограничивающих прогиб с севера и востока, и локальное развитие кливажных швов с узкими зонами тектонитов. Здесь, как и в пределах Кызылшинского поднятия, отложения юстыдской серии слагают линзовидные блоки, тогда как в средней части прогиба преобладают блоки трапециевидной и клиновидной формы. Степень дислоцированности пород изменчива. Чередуются участки с эпизональным и мезозональным структурными парагенезисами. Юстыдский прогиб характеризуется максимальной в регионе глубиной поверхности базито-метаморфического слоя и на карте остаточных аномалий силы тяжести ему соответствует широкая область пониженных (а для Кызылшинского блока — повышенных) значений регионального уровня гравиметрического поля. Для отложений прогиба типично слабодифференцированное магнитное поле с доминированием слабоинтенсивных отрицательных аномалий.

Холзуно-Чуйская СФЗ выделяется в южной части Республики Алтай, распространяясь за ее границы на территорию Казахстана, Китая и Монголии. Граница с Коргоно-Теректинской СФЗ проводится по Южно-Теректинскому и Бирюксинскому сдвиго-надвигом, с Ануйско-Чуйской и Улгий-Юстыдской зонами — по Чарышско-Теректинскому разлому правосдвиговой кинематики. Центральная и северо-западная части зоны насыщены гранитоидными массивами девонского и мезозойского возраста.

Вещественной основой западной части СФЗ являются флишоидная кремнисто-терригенная и базальтовая (N-MORB) формации (аккемская, кучерлинская свиты), сконцентрированные в западной и северной части структуры и прорванные интрузивными массивами пород габбро-гранитных серий (среднедевонские топольнинский и катандинский комплексы) девонского мегакомплекса, а также метатурбидиты флишоидной горноал-

тайской серии (катунской и сайлюгемской свит). Среди дислоцированных отложений кучерлинской свиты присутствуют редкие тектонические клинья кристаллосланцев предположительно южночуйского метаморфического комплекса. Достаточно широким развитием в этой части зоны пользуются существенно терригенные отложения раннеордовикско-раннедевонского структурно-вещественного мегакомплекса (бирюксинская свита ордовика), слагающие верхний структурный ярус салаирско-каледонского фундамента и в северо-западной части блока несогласно перекрытые вулканогенными толщами Бирюксинского прогиба девонского мегакомплекса. Отложения прорваны интрузиями пород ранне-среднедевонскими габбро-диорит-гранодиоритовой (катандинский комплекс) и граносиенит-гранит-лейкогранитовой (майорский комплекс) формаций. В юго-западной части зоны локализован небольшой по размерам (до 20 км) и овально-удлиненный в север-северо-восточном направлении *Быструшинский аллохтон*. Он сложен метаморфическими образованиями южночуйского гнейсово-кристаллосланцевого комплекса, испытавшими диафторические изменения и прорванными интрузивными массивами катандинского комплекса и гранитоидами пермо-триаса (синюшинский комплекс). Кристаллизационная сланцеватость гнейсов, кристаллосланцев и мигматизированных амфиболитов ориентирована преимущественно в север-северо-восточном направлении и субсогласна тектоническим ограничениям блока, что придает последнему характер гранито-гнейсового купола или тектонического блока-закатыша.

Вещественную основу центральной части зоны составляют зеленосланцевые метаморфические образования, представленные серицит-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицит-кальцит-актинолитовыми сланцами, развитыми по метабазитам и терригенным породам предположительно аккемской и кучерлинской свит. Изредка, в виде мелких тектонических линз и клиньев в зонах сочленений разломов развиты кристаллические сланцы повышенной степени метаморфизма, сходные с развитыми в южночуйском и барбышском метаморфических комплексах, и относительно слабо метаморфизованные флишоидные терригенные отложения горноалтайской серии. Здесь выделяется *Южно-Чуйский блок* метаморфических пород. Он имеет форму изогнутой линзы мощностью до 15 км и протяженностью около 100 км, расположен между Катунско-Южночуйским и Катунско-Джасатерским разломами. Правым сдвигом северо-западного простираения по р. Аргут блок разделен на две составляющие: восточную – собственно Южно-Чуйский блок и западную, меньшую Аргутскую глыбу. Блок сложен метаморфическими породами амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевого полиметаморфического южночуйского комплекса, при этом в Аргутской глыбе и по правому борту р. Джасатер развиты метапелитовые кианитсодержащие кристаллосланцы, гнейсы и мигматиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма кианит-силлиманитового типа, а в Южно-Чуйском блоке проявлены более поздние парагенезисы высокотемпературных метаморфических пород и ультраметаморфических образований андалузит-силлиманитовой фациальной серии с развитием мигматитов [190], прорванных массивами гранитоидов среднедевонского рахманского и мезозойского чиндагатуйского интрузивных комплексов. Кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород имеет доминирующую

субширотную ориентировку с преобладающим падением в северном направлении.

В восточной части Холзуно-Чуйской СФЗ (Уландрыкском поднятии), наращаясь в восточном направлении, прослеживается полоса неравномерно метаморфизованных терригенных флишеидных пород горноалтайской серии [369], с линзовидной лозанжевой структурой (кокузекский метаморфический комплекс). Складчатая структура этой части СФЗ характеризуется развитием сложных дисгармоничных и субизоклинальных линейных складок с различными углами падения крыльев (обычно в интервале от 40 до 80°), осложненных складками более мелкого порядка, участками с развитием гофрировки и пloidчатости. Ориентировка осей складок также варьирует в широких пределах с преобладанием северо-западных направлений на юго-востоке и на севере, и субширотных до северо-восточных в западной части Уландрыкского поднятия.

Блоки Холзуно-Чуйской СФЗ характеризуются значительной мощностью земной коры (до 60 км) и сравнительно маломощным базито-метаморфическим слоем (18–21 км). Для зоны в целом фиксируются относительно пониженные значения гравитационного поля и дифференцированные магнитные поля с преобладанием слабоинтенсивных отрицательных аномалий (за исключением Южно-Чуйского блока). Положительные аномалии приурочены к ареалам развития молодых интрузивных пород, а также к Быструхинскому блоку, где отрицательной аномалией фиксируется положение интрузивного массива синюшинского комплекса. Мощная гравитационная ступень соответствует Кучерлинскому надвигу. Менее интенсивная гравитационная ступень фиксирует положение Берельского (Алтайского) разлома.

Чарышско-Талицкая СФЗ на территории листа М-45 представлена только своей небольшой крайней юго-восточной частью. Вещественной основой зоны являются флишеидные отложения горноалтайской серии. Разрез отложений насыщен (более 50 % объема блока) интрузивными образованиями девона, главным образом массивами позднедевонских габбро-диорит-гранодиоритового усть-беловского и гранодиорит-гранитового боровлянского комплексов (коллизийные гранитоиды I- и S-типов). Терригенные турбидиты характеризуются субизоклиальной складчатостью и, в целом, хорошо проявленными мезозональными структурными парагенезисами. На схеме остаточных аномалий силы тяжести данной структуре соответствует область слабоповышенных значений регионального гравитационного фона. В резко дифференцированном магнитном поле отчетливо отражаются восточная граница при характере магнитного поля, обусловленном наличием крупных гранитоидных массивов в составе Талицкого полихронного плутона. Вдоль западной рамки листа в виде узкой субмеридиональной полосы выходит край Слюдянского тектонического блока с развитием пород кремнисто-терригенной формации, развитием напряженной линейной складчатости с субмеридиональной ориентировкой и, иногда, S-образными изгибами осей складок. Разрывные нарушения Слюдянского блока входят в состав чешуйчатого веера Башчелакского разлома и, возможно, на определенном этапе развивались как сбросо-сдвиги, сформировавшие и Сибирячихинский грабен. По данным В. А. Кривчикова [140,

453], структурный план блока характеризуется преимущественным развитием протяженных наклонных и опрокинутых линейных складок меридионального простирания с размахом крыльев 10–15 км и восточным падением их осевых поверхностей. Вдоль южной границы СФЗ, маркируемой Чарышско-Терехтинским разломом, следится мощная (3–5 км) и протяженная (более 60 км) Чарышская тектоническая зона. Она характеризуется развитием удлиненных, реже изометричных угловатых глыб, возникших за счет дробления, будинажа и торошения (лозанжа) карбонатно-терригенного субстрата [266].

Коргоно-Терехтинская СФЗ имеет в целом груболинзовидную форму, занимает небольшую площадь на юго-западе региона и сложена главным образом метаморфическими породами зеленосланцевой фации (метапелитовые хлорит-серицитовые и метабазитовые глаукофансодержащие сланцы и метатурбидиты терехтинского метаморфического комплекса), а также вулканогенными отложениями девонского структурно-вещественного мегакомплекса (ергольская, кумирская, коргонская свиты), выполняющими наложенный Коргонский прогиб и Абайскую группу грабенных на восточном выклинивании прогиба. С северо-востока она ограничена Чарышско-Терехтинским разломом правосдвиговой кинематики, с юга – Южно-Терехтинским и Алтайским разломами. Локально, на западе и в южной части Уймонского блока южнее пос. Усть-Кокса развиты метаморфические образования андалузит-силлиманитовой фациальной серии, представленные гнейсами, инъекционными гнейсами, биотит-роговообманковыми и силлиманитсодержащими кристаллосланцами и ортоамфиболитами барбышского метаморфического комплекса (Барбышский и Окольский блоки метаморфических пород). Интрузивные образования в пределах Терехтинской СФЗ развиты ограниченно, приурочены главным образом к границам и представлены телами серпентинитов позднедокембрийско-раннекембрийской офиолитовой ассоциации, а также массивами габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой породной ассоциации (майорский и топольнинский комплексы) девонского структурно-вещественного мегакомплекса.

В целом внутреннее строение структурно-формационной зоны характеризуется развитием зрелого лозанжа, меланжа и флюидажа, в ее центральной и южной части на границе блоков картируются фрагменты покровно-чешуйчатой структуры. СФЗ объединяет группу линзовидных, ромбоэдрических и пластинообразных тектонических блоков. По границам и внутри зоны развиты тектонические пластины и чешуи, сложенные полимиктовым и серпентинитовым меланжем с мелкими телами серпентинитов, интенсивно серпентинизированных гипербазитов и габброидов габбро-перидотитовой формации офиолитовой ассоциации. Коргоно-Терехтинская СФЗ характеризуется слабодифференцированным магнитным полем с развитием отрицательных аномалий. Границы зоны по Чарышско-Терехтинскому и Южно-Терехтинскому разломам имеют хорошо выраженные гравитационные ступени. Отмечается резкое повышение гравитационного поля в районах максимального развития метабазитовых глаукофансодержащих зеленых сланцев и тел интенсивно серпентинизированных гипербазитов, в большинстве своем, вероятно, залегающих на значительной глубине. Пониженные значения гравитационного поля приурочены к

району грабеновых структур, заполненных вулканогенными отложениями девонского мегакомплекса (бассейн р. Кокса).

Ануйско-Чуйская СФЗ занимает значительную часть площади листа М-45 на северо-западе и в его центральной части, имеет деформированную удлинненную с северо-запада на юго-восток форму, выклиниваясь в юго-восточном направлении. СФЗ характеризуется повышенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (24 км), пониженной мощностью базито-метаморфического слоя (21–27 км) и наибольшей в регионе общей мощностью коры (51–60 км). Для нее характерны слабопониженное гравитационное поле с повышением значений в северном направлении, при этом фиксируется наличие гравитационной ступени по границе с Бийско-Катунской СФЗ. Нижний структурный ярус Ануйско-Чуйской СФЗ сложен мощными толщами среднекембрийско-раннеордовикских флишоидов горноалтайской серии, характеризующимися напряженным, нередко субизоклинальным и изоклинальным типом складчатости с развитием зон вязких разломов, интенсивного регионального сквозного кливажа, будинажа, разлинзования и метаморфизма пород пумпеллит-пренитовой до зеленосланцевой (в зонах разломов) фации (мезозональный структурный парагенезис). В северной части зоны (Ануйском блоке) отложения образуют узкие протяженные складки преимущественно субмеридионального и северо-западного простирания с ундулирующими шарнирами, осложненные изоклинальными складками различных порядков, гофрированными вблизи зон крупных разломов. В Ануйском блоке участками отмечается развитие купольно-мульдовой складчатости с углами падения крыльев 20–40° [140]. В южной части зоны (Чуйском блоке) вблизи зоны Терехтинского разлома, развиты складки субширотного простирания. Наряду со складками северо-западного простирания здесь развиты линейные субизоклинальные, нередко опрокинутые складки с субширотной ориентировкой осевых плоскостей, характерные для прикатунской части блока и плавно дугообразно сопряженные со складками северо-западного направления. Сформированные таким образом складчатые дуги, сопряженные с зонами дуговых разломов, имеют выпуклость на юг и юго-восток и характеризуются усложняющей разномасштабной мелкой складчатостью и плойчатостью с ориентировкой, типичной для дисгармоничных складок волочения [21]. Карбонатно-терригенные отложения верхнего структурного яруса (нижний ордовик–нижний девон) в целом менее дислоцированы, изоклинальная складчатость для них не характерна и наблюдается только в пределах узких зон вязких разломов и в зонах приразломного смятия, в пределах блоков совместно развиты складки северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания, при этом последние характерны для южных частей блоков. Сквозной кливаж развит не повсеместно. Отложения яруса частично метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой фации.

Насыщенность СФЗ интрузивными образованиями неравномерна. На севере развиты в основном небольшие массивы среднедевонского габбро-гранодиорит-гранитового топольнинского комплекса, а на юге зоны – позднедевонского габбро-диорит-гранодиоритового усть-беловского (западная часть) и среднедевонского гранит-лейкогранитового турочакского (северо-восточная часть) интрузивных комплексов. Массивы сгруппированы в ареалы, при

этом наиболее крупный из них, Яломанский, приурочен к овально-кольцевой структуре с более длинной осью северо-восточной ориентировки и диаметром около 50 км. Данная структура может быть выделена как относительно самостоятельный Яломанский аллохтон (присдвиговый блок-закатыш) с развитием в центральной части флишоидных (метатурбидитовых) отложений горноалтайской серии, а по северной периферии – существенно терригенных и вулканогенных отложений девона.

Как относительно самостоятельная структура в пределах Ануйского блока может рассматриваться *Сибирячихинский грабен* в зоне одноименного разлома, отделяющий данный блок от Слюдянского блока Чарышско-Талицкой СФЗ. Структурной и вещественной основой грабена является Шипунихинский риф в составе карбонатно-терригенной формации раннего девона (камышенская и барагашская свиты), по мнению ряда исследователей [107], представляющий собой барьерный риф зоны сочленения мелководных шельфовых отложений Ануйского блока и относительно глубоководных осадков пестроцветных кремнисто-терригенных осадков Слюдянского блока.

На северо-востоке структуры Ануйско-Чуйской СФЗ глубоко вдаются в тело Бийско-Катунской СФЗ в виде *Узнецинской шовной зоны*, расчленяющей Бийско-Катунскую СФЗ на Чепошский и Бийский блоки ранней консолидации. Зона представлена флишоидными проксимально-турбидитовыми с телами олистостром отложениями горноалтайской серии. Они характеризуются метаморфизмом пумпеллиит-пренитовой фации, развитием изоклиальной складчатости и продольных зон вязких разломов, насыщенных кварц-альбит-хлорит-серицитовыми динамосланцами [264]. В целом внутреннее строение СФЗ характеризуется развитием зон сдвигового течения, локально-концентрированного сдвигового течения северо-западного и субмеридионального простирания [262, 263] в сочетании с дуговыми взбросо-сдвиго-надвиговыми тектоническими зонами субширотной и северо-восточной ориентировки. Некоторыми исследователями [140] в средней части блока предполагается скрытая глубинная Сарасинско-Инская зона разломов северо-восточного простирания. Особенности внутреннего строения данной СФЗ позволяют рассматривать ее геологическую структуру в совокупности с расположенными западнее и севернее данной территории структурами Чарышско-Талицкой СФЗ и Салаира как существенно альпинотипное складчатое сооружение.

Каимско-Аламбайская СФЗ занимает незначительную площадь в северо-западной части листа М-45, большей своей частью располагаясь севернее в пределах Салаира в виде нескольких крупных аллохтонов. Алтайская часть СФЗ представлена несколькими аллохтонными тектоническими блоками: Белокурихинским, Каменским, Каимский и Песчанским. По системе дуговых и сложнодеформированных разломов они надвинуты на структуры Ануйского блока Ануйско-Чуйской и Катунского выступа Бийско-Катунской СФЗ. В магнитном поле аллохтоны выражены высокоинтенсивными положительными аномалиями, обусловленными присутствием базит-гипербазитовых породных комплексов.

Вещественная основа Песчанского блока представлена среднекембрийско-раннеордовикской песчанской толщей – терригенными, с олисто-

стромами флишоидами, сходными с отложениями горноалтайской серии, с высоконатриевыми базальтоидами, подобными развитым на том же возрастном уровне в салаирских орлиногорско-ариничевском и чебуринско-краснянском риолит-трахибазальтовых островодужных комплексах [367]. Южная и западная границы блока проводится по скрытой под отложениями раннеордовикско-раннедевонского структурного яруса деформированной зоне разломов, в отдельных случаях (гора Колпачок) фиксируемых развитием на глубине тел серпентинитов.

Белокурихинский блок представляет собой в плане сегментированную структуру с резкой выпуклостью в южном направлении и расширением на севере до 50 км. Вещественную основу блока составляют кристаллические сланцы и гнейсы белокурихинского полиметаморфического комплекса, на большей площади данной структуры прорванные плутонами позднедевонского габбро-диорит-гранодиоритового усть-беловского и позднепермско-раннетриасового гранит-лейкогранитового белокурихинского комплексов. Для метаморфических образований характерна согласная с дуговым ограничением блока по Песчанскому надвигу кристаллизационная сланцеватость с крутыми углами падения, что может свидетельствовать о глубинном характере надвигообразования. По данным В. А. Кривчикова [140], устанавливается падение сместителя Белокурихинского аллохтонного блока на север под углом 30–35°.

Каменский блок расположен юго-восточнее Белокурихинского блока и по Кыркылинскому складчато-деформированному надвигу надвинут на Чергинский блок Бийско-Катунской СФЗ. С востока Каменский аллохтон срезается Сарасинским грабеном. В магнитном поле отчетливо проявлен зоной положительных аномалий, единой также для Песчанского и Белокурихинского блоков. В строении Каменского блока принимают участие позднерифейско-раннекембрийские отложения базальт-кремнисто-сланцевой формации (офиолиты, каимская свита), отложения среднекембрийско-раннеордовикской флишоидной с базальтоидами песчанской толщи и ограниченно развитые на юге данного блока мелководные карбонатно-терригенные отложения верхнеануйской серии. Для всех характерен неравномерный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, интенсивное разлинзование и будинаж, с развитием мезозональных структурных парагенезисов. В зоне Кыркылинского надвига в полосе шириной 200–400 м породы верхнего структурного яруса смяты в изоклинальные складки, интенсивно рассланцованы и будинированы.

Каимский блок по Каянчинскому надвигу надвинут на структуры Бийско-Катунской структурно-формационной зоны, насыщен гранитоидными интрузиями различного возраста (среднедевонского топольнинского и раннетриасового айского комплексов). Слагают блок образования позднерифейско-раннекембрийского структурного яруса (офиолитовая ассоциация, базальт-кремнисто-сланцевая каимская, кремнисто-карбонатная каянчинская, рифогенно-известняковая сарасинская свиты). Во фронтальной зоне блока среди метаморфизованных карбонатных отложений присутствуют тектонические линзы высокобарических метаморфических пород — чаустинский амфиболито-кристаллосланцевый комплекс формации кианитовых гнейсов. Каимский аллохтон представляет собой пакет счешуенных

тектонических пластин, что более отчетливо выражено в его южной части. В основании и подошве отдельных пластин картируются протяженные линзы пород офиолитовой ассоциации и серпентинитов. Пластины различаются по составу породных комплексов и по результатам дистанционного зондирования. Внутри отдельных пластин вулканогенные, терригенные и кремнисто-карбонатные отложения дислоцированы в сжатые линейные складки субширотной, субпараллельной простиранию надвиговых разломов ориентировки с размахом крыльев 2–6 км и углами падения крыльев 60–80°, повсеместно осложненные складчатостью более высоких порядков. Развиты изоклинальные складки и сквозной кливаж варьирующей ориентировки.

Бийско-Катунская СФЗ на территории листа М-45 представлена разновеликими блоками различной формы и имеет сложные тектонические границы с соседними СФЗ. В целом, с учетом смежных северных территорий, блоки Бийско-Катунской зоны образуют крутую изломанную дугу с выпуклостью на юго-запад. На крайнем юго-востоке структуры данной СФЗ перекрыты отложениями девона, под которыми предполагается их сочленение с Кызылшинским выступом Улгий-Юстыдской СФЗ. Вещественную основу СФЗ составляют отложения кремнисто-карбонатной (баратальская серия), кремнисто-карбонатно-глинистой (едиганская свита) и базальт-трахибазальтовой (манжерокский комплекс) формаций. Менее развиты известняково-рифогенные (чепошская свита и оройские мраморы) и среднекембрийско-раннеордовикские отложения. Локально, в отдельных грабенах присутствуют отложения раннеордовикско-раннедевонского мегакомплекса (верхнего структурного яруса). В Катунском блоке, в отличие от Бийского блока, широко развиты осадочно-вулканогенные образования среднекембрийско-раннеордовикского структурного яруса (усть-семиинский вулканический комплекс, камлакская свита), занимающие до 40 % объема блоков. В Чергинском блоке широко развиты терригенно-карбонатные отложения раннеордовикско-раннедевонского (верхний структурный ярус) пассивно-окраинно-континентального структурно-вещественного мегакомплекса. В породах позднерифейско-раннекембрийского мегакомплекса наблюдается повсеместная мраморизация известняков и доломитов, наличие в породах сквозного кливажа с сегрегациями углесто-го и глинисто-серицитового материала на плоскостях скольжения; частое присутствие динамосланцев, брекчиевых, милонитовых и других характерных петроструктур свидетельствует о развитии здесь мезозонального (шовного), а участками мезо-катазонального структурного парагенезиса [264]. Весьма характерным для Бийско-Катунской СФЗ является полное отсутствие подразделений раннеостроводужного раннекембрийского структурно-вещественного мегакомплекса. В северной и восточной частях СФЗ локализованы интрузивные массивы габбро-диорит-гранодиоритовой (ранне-среднедевонский югалинский и позднедевонский усть-беловский комплексы) и гранит-лейкогранитовой (среднедевонский турочакский комплекс) формаций девонского мегакомплекса.

Структурный рисунок Бийского, Катунского, Чепошского и Чергинского блоков в центральной части Бийско-Катунской зоны характеризуется широким развитием серии серповидных тектонических пластин в сочета-

нии с фрагментами формы дуплексов и линз, более свойственных северной части СФЗ. Внутреннее строение блоков характеризуется сочетанием прямолинейных, с преобладанием левосдвиговой кинематики, и дуговых зон разломов со взбросовой и надвиговой составляющей. Картируются различных размеров надвиговые тектонические чешуи с формированием тектонических брекчий и других динамокластитов в подошвах тектонических покровов [22, 116]. Отложения смяты в линейные и брахиформные складки, осложненные разрывными нарушениями, осевые поверхности складок имеют как северо-западное, так и субширотное простирание, при этом на отдельных участках фиксируется наложение первых на более ранние субширотные [367], а также, что характерно для южных частей блоков, резкий дугообразный перегиб простирания складок от северо-западного до субширотного и северо-восточного и от северо-западного на юге до меридионального и северо-восточного на севере [21]. В целом типична «рваная» напряженная складчатость с резкими изгибами крыльев и осей складок, часто осложненных разломами.

Кадринско-Баратальский фрагмент представляет собой южное и юго-восточное продолжение Бийско-Катунской СФЗ и имеет форму линзовидной пластины протяженностью около 180 км при мощности не более 20 км с расширением в своей юго-восточной части (Баратальский выступ). С юго-запада по изгибающемуся Баратальскому разлому он ограничен Бельгебашским грабнем, с северо-востока Кадринским и Курайским разломами отделен от Уйменского прогиба и Балхашского фрагмента Уймено-Лебедской СФЗ. В зонах данных левосдвиговых разломов интенсивным развитием пользуются динамометаморфические и меланжевые комплексы, тела серпентинитов и метасоматитов различного состава. Кадринско-Баратальский блок сложен осадочными и вулканогенными образованиями поздне-рифейско-раннекембрийского мегакомплекса, включающими в северо-западной (кадринской) части блока отложения кремнисто-карбонатной (баратальская серия), кремнисто-карбонатно-глинистой (едиганская свита), флишоидно-граувакковой и базальтовой (сардыминская свита) формаций, а в юго-восточной его части – кремнисто-карбонатной (баратальская серия), базальтовой (арыджанская свита) и эклогит-глаукофансланцевой (балтырганский метаморфический комплекс) формаций. Балтырганские метаморфические породы образованы по метабазитам и ультрамафитам океанического структурно-вещественного мегакомплекса и пространственно ассоциируют с серпентинитами и гипербазитами чаганузунского дунит-гарцбургитового комплекса. В *Баратальском выступе* вместе с арыджанскими базальтоидами N- и E-MORB-типа и ультраосновными породами они образуют офиолитовую ассоциацию предположительно позднерифейского возраста. По южной и юго-западной периферии блока отложения океанического мегакомплекса перекрыты флишоидами с телами олистостром и молассоидами среднекембрийско-раннеордовиковского структурного яруса (чибитская, белькенецкая, камлакская свиты). Внутреннее строение блока характеризуется развитием пакетов тектонических чешуй линзовидной и ромбоэдрической формы, псевдомоноклиналей, лозанжа, зон смятия с образованием динамосланцев. Разломы преимущественно левосдвиговой кинематики. В целом структура блока интерпрети-

руется как мегадинамокластит с различными размерами включений и их соотношением с матриксом [97] и характерна для германотипных складчатых сооружений сдвиговых зон.

Таким образом, внутреннее строение Бийско-Катунской СФЗ характеризуется заметно выраженной самостоятельностью слагающих блоков, испытавших значительные горизонтальные перемещения как по отношению друг к другу, так и относительно других, пограничных с данной структурой подразделений региона. Как уже было отмечено, по Каракольско-Кадринско-Курайской системе разломов, представляющей собой древний реактивированный в последевонское время сутурный шов, океанические структуры Бийско-Катунской СФЗ (симаунты) сочленены с островодужными структурами Уймено-Лебедской СФЗ и являются аллохтонными образованиями. На протяжении своей геологической истории блоки Бийско-Катунской СФЗ были подвергнуты многократным тектоническим деформациям и метаморфо-метасоматической переработке, что особенно характерно для отложений океанического мегакомплекса.

По данным глубинного сейсмозондирования, для центральной части зоны (Чергинский, Катунский, Чеповский блоки и южная часть Бийского блока) устанавливается незначительная мощность гранитно-метаморфического слоя (18–21 км) и максимальная для структур Горного Алтая мощность базито-метаморфического слоя – 35–39 км [255]. При этом блоки Бийско-Катунской СФЗ достаточно хорошо отражены в геофизических полях, характеризуются повышенными значениями регионального гравитационного поля относительно блоков Ануйско-Чуйской СФЗ и несколько пониженным полем силы тяжести относительно расположенного восточнее Убинского горста Уймено-Лебедской СФЗ, с гравитационной ступенью по Каракольскому разлому. Для центральной части зоны характерно резко дифференцированное магнитное поле с обилием мелких и интенсивных положительных аномалий. Характерно наличие достаточно крупной положительной аномалии серповидной формой с выпуклостью на юг в краевой фронтальной зоне Чергинского аллохтонного блока. В отличие от центральной части зоны Кадринско-Баратальский фрагмент характеризуется пониженным уровнем регионального гравитационного поля.

Уймено-Лебедская СФЗ расположена восточнее Бийско-Катунской зоны и отделяется от нее Каракольско-Кадринско-Курайским сутурным швом. На востоке Уймено-Лебедская СФЗ по Телецкому, а ее Балхашский фрагмент по Кубадринско-Ильдегемскому разломам граничат с Телецко-Чулышманской СФЗ. В целом Уймено-Лебедская зона имеет ломаную серповидную форму, подобную общей конфигурации соседней Бийско-Катунской зоны, с расширением (до 80–90 км) в центральной (северной в пределах листа) части и с резким сужением (до нескольких километров) на юге, и имеет блоковое строение.

Наиболее крупным и сложным по геологическому строению является *Кебезенский блок*. В его строении принимают участие породы позднерифейско-раннекембрийского, раннекембрийско-раннеордовикского, а также раннеордовикско-раннедевонского карбонатно-терригенного мегакомплекса, образующего верхний структурный ярус. В своей северо-восточной части данный блок перекрыт осадочно-вулканогенными отложениями де-

вонского мегакомплекса Лебедского прогиба, а в юго-западной части его прорывают интрузивные массивы того же структурно-вещественного мегакомплекса (ранне-среднедевонский габбро-диорит-гранодиоритовый югалинский и среднедевонский гранит-лейкогранитовый турочакский интрузивный комплексы); по всей площади блока развиты мелкие тела и дайковые серии средне-позднедевонского граносиенит-гранитового порфиروهого кызылташского комплекса.

Ядерной структурой блока можно считать расположенный в его юго-западной части и ограниченный с юго-запада разломами *Кебезенский горст*, сложенный метаморфическими породами гнейсово-амфиболитовой и мигматит-плагиогранитовой формаций (кебезенский метаморфический комплекс), метаморфизованными марианит-бонинитами и натриевыми базальтами—плагиориолитами (сарысазская свита), известняково-граувакковой (тырганская свиты) и габбро-плагиогранитовой (уйменский, саракокшинский интрузивные комплексы) формациями. Главной особенностью Кебезенского горста является формирование в его центральной части гнейсово-мигматитового ядра и (гранито-гнейсового купола) в связи с процессами девонской тектоно-магматической активизации. В восточной части Кебезенского горста развиты менее интенсивно метаморфизованные отложения осадочно-вулканогенной сарысазской свиты, представляющие собой фрагмент сланцевого обрамления с развитием бластомилонитов, березитоидными и другими продуктами кислотного выщелачивания. Другие части Кебезенского блока характеризуются доминированием отложений среднекембрийско-раннеордовикского на западе данного блока (осадочно-вулканогенная ускуцкая свита, карбонатно-терригенные молассоидные тандошинская, кульбичская и ишпинская свиты) и раннеордовикско-раннедевонского, развитого на востоке и северо-востоке структуры (существенно терригенные молассовые стретинская и усть-лебедская серии, песчано-галечниковая кубойская свита) структурных ярусов. Породы раннекембрийского структурного яруса развиты в мелких фрагментах на крайнем западе блока. Для отложений Кебезенского блока характерна дисгармоничная складчатость, нередко с относительно пологими ($20\text{--}40^\circ$) углами падения крыльев крупных складок, в зонах приразломного смятия фиксируется фрагментарная напряженная складчатость с северо-восточной (участками до субширотной) ориентировкой осевых плоскостей и развитием кливажа осевой плоскости. В целом, для основного объема пород верхнего структурного яруса Кебезенского блока (исключая собственно Кебезенский горст) характерны мезо-эпизональные и, в меньшей степени, мезозональные структурные парагенезисы.

Балхашский фрагмент представляет собой почти изолированный от основного тела Уймено-Лебедской зоны пакет счешуенных тектонических пластин и линз в зоне влияния Курайского разлома с общим запад-северо-западным простираением и протяженностью более 80 км. В северо-западной части он в результате сложных сдвиго-надвиговых процессов расщеплен юго-восточным продолжением Телецкого разлома и блоком метаморфических образований Телецко-Чулышманской СФЗ, входящим уже в структуру Западного Саяна. Блок сложен в различной степени, часто интенсивно тектонизированными и метаморфизованными породами осадоч-

но-вулканогенной, плагиориолит-базальтовой (балхашская свита), известняково-граувакковой (тыдтуярыкская свита) и граувакковой и андезит-базальтовой (курайская свита) формаций. Эти отложения прорваны мелкими интрузивными массивами пород габбро-плагиогранитовой (раннекембрийский плагиогранит-габбро-пироксенитовый мештуерыкский комплекс) и габбро-диоритовой (таджилинский комплекс) формаций, а в северо-западной своей части — интрузивами гранитоидов девонского мегакомплекса (ранне-среднедевонский кубадринский гранодиорит-гранитовый комплекс). В пакете пластин Курайской тектонической зоны и Курайского блока присутствуют блоки девонских осадочно-вулканогенных образований.

По данным Н. И. Гусева, внутреннее строение Балхашского блока определяется как мегадинамокластит с различными размерами включений и их соотношения с матриксом и с широким развитием динамосланцев, типичным является сочетание мелких блоков-дуплексов ромбической и линзовидной формы, длинные оси которых ориентированы в северо-западном направлении [97]. Уровень метаморфизма пород островодужного мегакомплекса нередко соответствует зеленосланцевой фации. Одним из ведущих кинематических типов дислокаций в пределах Балхашского блока являются левосторонние взбросо-сдвиги и взбросо-надвиги, выраженные в виде кливажа скалывания и зон кливажных срывов запад-северо-западного простирания с падением их на север под различными углами [128]. С ними сопряжены правые сдвиги-взбросы север-северо-западной ориентировки с падением на восток плоскости сместителей, сопровождаемых развитием сквозного кливажа.

Уймено-Лебедская СФЗ (за исключением Кебезенского горста) характеризуется слабодифференцированным магнитным полем слабоинтенсивных отрицательных аномалий с локальными положительными аномалиями, связанными уже с интрузивными массивами и очаговыми структурами девонского мегакомплекса, и повышенными значениями регионального уровня гравитационного поля. Характерно, что мощная гравитационная ступень в восточном ограничении данной СФЗ смещена в восточном направлении, что может быть свидетельством пологого погружения ее структур под структуры Телецко-Чулышманской СФЗ Западного-Саянского аллохтонного мегаблока.

Кондомско-Лебедская СФЗ располагается на территории Горной Шории, заходя в пределы листа М-45 только своим южным окончанием. Вещественную основу Кондомско-Лебедской зоны составляют подразделения раннекембрийско-раннеордовикского островодужного структурно-вещественного мегакомплекса: формации толеитовых базальтов (качакская свита), вулканогенно-осадочной, граувакковой и спилито-кератофировой формаций (садринская свита), известняково-граувакковой формации с известково-щелочными базальтами (атлинская свита). Данные отложения прорваны интрузивными массивами среднекембрийского габбро-диорит-гранодиоритовой садринского комплекса. На смежной к северу территории в отдельных клиньях и тектонических пластинах присутствуют гнейсово-амфиболитовые с плагиомигматитами метаморфические породы кебезенского комплекса. В отличие от структур соседнего Кебезенского блока, на площади большей части

блока (за исключением прителецкой части) отсутствуют среднекембрийские и силурийские отложения, а раннеордовикско-раннедевонский структурный ярус (и соответствующий мегакомплекс) представлен фрагментами существенно терригенного и карбонатно-терригенного ордовикского разреза молассоидных отложений (Камгинский грабен на юго-восточной периферии и Эстюбинская горст-антиклиналь на юго-западе блока) и нижнедевонской песчано-галечниковой кубойской (красногорской) свитой, что свидетельствует о доминировании эрозионных процессов в упомянутые периоды времени.

Для отложений Кондомско-Лебедского блока характерны сжатые складки линейного типа, осложненные складчатостью более высоких порядков и интенсивная разрывная тектоника с проявлением динамометаморфизма. Формирование складчатых структур обусловлено ламинарным сдвиговым течением по кливажным плоскостям с развитием ярко выраженного мезозонального (шовного) структурного парагенезиса, мегадинамокластиты характеризуются развитием тектонических линз, клиньев, дуплексов разного ранга, фиксируется развитие вторичных моноклиналей. Для доминирующих в пределах данного блока разломов северо-восточного простирания для среднекембрийско-раннеордовикского времени на смежной территории определяется левосдвиговая кинематика со значительными горизонтальными амплитудами (возможно, десятки километров), что устанавливается по повсеместно устанавливаемым разворотам плоскостных элементов кливажа и слоистости против часовой стрелки относительно исходного предсдвигового, преимущественно северо-западного направления [289]. В современной тектонической структуре северо-восточные разломы характеризуются уже правосдвиговой кинематикой, образуя единое сдвиговое поле с Телецко-Кандатским правым сдвигом, по которому проходило смещение Западно-Саянского мегаблока с надвиганием его на структуры Горного Алтая.

Северо-Саянская СФЗ занимает незначительную площадь на территории листа М-45, располагаясь севернее, за его пределами. На характеризуемой территории представлена выклинивающейся к юго-западу между Кондомско-Лебедской и Телецко-Чульшманской СФЗ. Северо-Саянская зона сложена интенсивно тектонизированными в зонах приразломного смятия Телецко-Кандатского разлома осадочно-вулканогенными отложениями островодужного структурно-вещественного мегакомплекса (нерасчлененные нижнекембрийские верхнемонокская, шаманская, чеханская свиты).

Минусинская СФЗ тектонически выклинивается у северной рамки листа М-45. Представлена тектонизированными нерасчлененными вулканогенно-осадочными чиланской и толочковской свитами — отложениями девонского активно-окраинно-континентального мегакомплекса. Они слагают юго-западную оконечность Абаканского прогиба, входящего в состав более крупной Южно-Минусинской впадины.

Телецко-Чульшманская СФЗ отграничена от соседних Уймено-Лебедской, Северо-Саянской и Бийско-Катунской СФЗ субмеридиональным Телецким разломом на западе, Телецко-Кандатским на северо-западе и Кубадрино-Ильдугемской тектонической зоной на юге. На востоке по Шапшальскому разлому Телецко-Чульшманская зона граничит с Абакано-Шапшальской СФЗ. В зонах пограничных разломов присутствуют тела

серпентинитов и меланжевые комплексы. Вещественной основой и главной составной частью Телецко-Чулышманской СФЗ являются метаморфические породы зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, развитые по породам карагольской свиты и флишоидам кембрия (арглашская, кумурлинская свиты горноалтайской серии). В структурах данной СФЗ также присутствуют менее метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования в составе венд-нижнекембрийской карагольской свиты, а также офиолиты актовракского комплекса и существенно базальтовые с кварцитами образования предположительно позднепермского возраста (саратанский metabазальтовый зеленосланцевый комплекс). Верхний структурный ярус представлен существенно терригенными (еринатская свита) и карбонатно-терригенными (ярышкольская, оройская свиты) моласоидными (нижней молассы) отложениями, редко вулканитами кислого и основного состава (нижнедевонский кужебазинский базальтриолитовый вулканический комплекс). Данные отложения локализованы внутри полей распространения карагольской свиты в виде наложенных с эрозионным несогласием впадин: в южной части зоны – неправильно-изометричная *Улаганская впадина*, в северной – *Еринатская* грабен-синклиналь клиновидной формы с расширением на северо-восток.

Интрузивный магматизм в Телецко-Чулышманской СФЗ представлен массивами габбро-диорит-гранодиоритовой (ранне-среднедевонский каракудюрский комплекс), гранодиорит-гранитовой (среднедевонский кубадринский комплекс) формаций девонского мегакомплекса и гранитовой формации (атуркольский комплекс) каменноугольно-юрского мегакомплекса. В зоне Телецкого разлома присутствуют линзовые тела альпинотипных нацело серпентинизированных гипербазитов. Очень локально, в узких грабенах, залегают вулканогенные, существенно терригенные и карбонатно-терригенные образования девонского мегакомплекса (нижнедевонские кужебазинский комплекс, оройская свита, среднедевонская балтыргандинская свита). В результате сложных тектонических сдвиго-надвиговых процессов в девонское и последевонское время СФЗ расчленена на северо-западную Телецкую и юго-восточную Чулышманскую подзоны, стыкующиеся на юго-западе по долине р. Кубадру.

Наиболее крупным в Телецкой подзоне является субмеридионально ориентированный *Телецкий блок* линзовидно-пластинообразной формы (140 × 25 км), расположенный в крайней западной части Телецко-Чулышманской зоны (во фронтальной части аллохтонного Западно-Саянского мегаблока). Блок сложен метаморфическими породами зеленосланцевой формации башкаусского метаморфического комплекса, прорванными преимущественно гранитоидными массивами ранне-среднедевонских каракудюрского и кубадринского интрузивных комплексов, на южном окончании блока в промежутке между Каракудюрским и Кубадринским массивами присутствует небольшой тектонический блок метаморфических пород гнейсово-кристаллосланцевой формации (Кысхыштубекский блок курайского метаморфического комплекса). Кроме того, кристаллические сланцы и гнейсы развиты фрагментарно в приразломных зонах в восточной части блока. Внутреннее строение блока характеризуется повсеместной субмеридиональной кристаллизационной сланцеватостью с восточным

падением от 40 до 90°, плейчатостью, метаморфической полосчатостью и наличием жил альпийского типа, а также более поздних секущих разломов северо-восточного направления. Широко развиты узкие изоклинальные складки с гофрированными и плейчатыми крыльями, во многих случаях опрокинутые на запад [41, 236]. Для южной части блока обычными являются антиформные и синформные складчатые структуры различных направлений, местами брахиформные складки с пологими (15–30°) углами падения крыльев, осложненных гофрировкой и плейчатостью. Особенности внутреннего строения свидетельствуют о сложных структурных преобразованиях пород данного блока, испытавшего несколько фаз складчатости перекрестного направления [206]. Внутреннее строение блока в целом определяется как псевдомоноклиналь, осложненная вторичной складчатостью, на восточном побережье Телецкого озера картируется антиформная складка, на пересечении слоистости и осевых плоскостей складчатых структур развита субгоризонтальная минеральная линейность [249, 368].

Пограничные блоки на юго-западе характеризуются широким развитием дуговых надвиговых и левосдвига-взбросовых разломов северо-западной до субширотной ориентировки, меланжевых и динамометаморфических комплексов. Вдоль южной границы Телецко-Чулышманской СФЗ на восточном продолжении линзовидного Курайского тектонического блока развиты милониты, бластомилониты и диафториты карасуйского динамометаморфического комплекса. По Кубадринскому разлому, Курайский блок надвинут на островодужные структуры Балхашского фрагмента Уймено-Лебедской СФЗ.

Курайский блок имеет характерную серповидную форму и сложен метаморфическими породами гнейсово-кристаллосланцевой формации (курайский метаморфический комплекс) с мелкими массивами синкинематических гранитоидов ранне-среднедевонского кубадринского гранодиорит-гранитового комплекса. Соотношения гранитоидов с вмещающими метаморфическими породами нередко характеризуют зональную структуру гранито-гнейсового купола фации параавтохтона, сходную с развитой в Кебезенском горсте. Внутреннее строение Курайского блока, в целом представляющего собой аллохтонное образование, характеризуется покровно-чешуйчатым набором линзовидных и серповидных блоков небольших размеров, картируемых как серия тектонических покровов [33, 34, 35].

Поперечный *Оройский блок* представляет собой пакет надвиговых пластин, линз и клиньев и в целом имеет форму широкой (до 20 км), изогнутой на юг-юго-восток пластины, имеющей торцевые сочленения с Курайским блоком на юго-западе и с Чульчинским блоком на северо-востоке. Он сложен породами метапелитового зеленосланцевого башкаусского комплекса, зеленосланцевыми метабазитами саратанского комплекса и меланжированными офиолитами актовракского комплекса. На юге и юго-востоке Оройский блок по системе надвигов сопряжен с блоками, сложенными преимущественно терригенными флишоидами (метатурбидитами) горноалтайской серии (артлашская, кумурлинская свиты) с включением тектонических пластин зеленосланцевых метаморфических пород. На севере Оройский блок по широкой Кабак-Тайгинской зоне разломов, представляющей собой, вероятно, древний сутурный шов, сопряжен с тектони-

ческими блоками центральной части Телецко-Чулышманской СФЗ, сложенными смешанной плагиоориолит-базальтовой, флишоидно-граувакковой, углеродистой терригенной формацией (карагольской свитой венда-нижнего кембрия). Породы офиолитового мегакомплекса представлены здесь базальтовой (саратанский metabазальтовый комплекс) и габбро-перидотитовой формациями и интенсивно, но неравномерно метаморфизованы, при этом по степени метаморфизма и по химизму (MORB) данные metabазальты близки к metabазитовым метаморфическим сланцам Телецкого блока.

Внутреннее строение Карагольской группы блоков характеризуется широким развитием дуговых разрывных нарушений и кливажных швов (зон вязких разломов) с кинематикой и морфологией взбросов, сбросо-сдвигов и надвигов различной ориентировки. Складчатость имеет фрагментарный шовный характер с развитием изоклинальных складок с ундулирующими и резко погруженными шарнирами. Для наложенных структур верхнего структурного яруса, что наиболее типично для Улаганской впадины, характерно отсутствие единого структурного плана с разноориентированными осями дисгармоничных складок с углами падения от 45 до 70°, а также развитие разноплановой складчатости более высоких порядков. В центральной части структур сохраняются фрагменты брахиформных складок, в зонах разломов осложненных мелким сжатыми линейными складками [41].

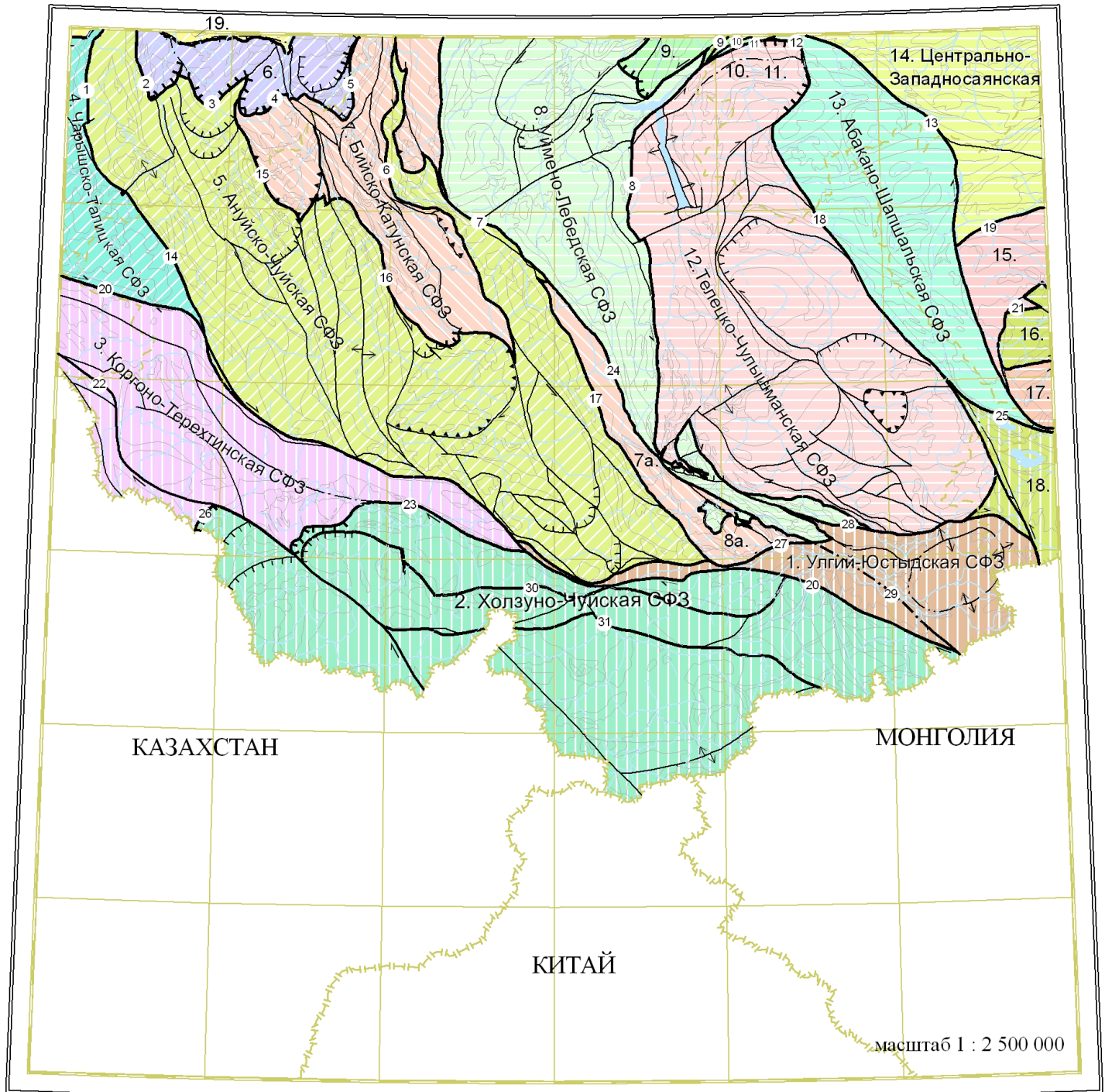
В Чулышманской подзоне наиболее характерным является *Чульчинский блок*, сопряженный с зоной Шапшальского разлома. Он сложен метаморфическими породами курайского гнейсово-кристаллосланцевого и башкаусского metabазит-метапелитового зеленосланцевого комплексов, прорванными гранитоидами Чульчинского, Чейбеккольского и ряда более мелких интрузивных массивов ранне-среднедевонского кубадринского гранодиорит-гранитового комплекса с формированием в девоне гранито-гнейсовых купольных структур и полифациальной концентрической метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа по более древним зеленосланцевым метаморфическим образованиям башкаусского комплекса, сохраняющимся на восточной и северо-восточной периферии данной структуры в области, примыкающей к Шапшальскому разлому [24].

Структура Телецко-Чулышманской СФЗ характеризуется покровно-чешуйчатым внутренним строением и представляет собой мегадинамокластит с относительно жесткими включениями в виде блоков метаморфических пород. Обилие дуговых разломов, с кинематикой надвигов и взбросо-надвигов, наличие округло-изометричных очертаний блоков-закатышей древних кристаллических пород и волнисто огибающих их структур позволяет рассматривать Телецко-Чулышманскую СФЗ как складчато-надвиговую систему структур. Наряду с тем, характерно определенное вещественное и структурное единство Телецко-Чулышманской и расположенных восточнее Центрально-Саянской и Хемчикско-Куртушибинской СФЗ, что подчеркивает вполне определенную принадлежность данной СФЗ к аллохтонной Алтае-Саяно-Тувинской надвиго-складчатой системе с ядром на территории Западного Саяна. Блоки Телецко-Чулышманской СФЗ, как и в целом Западного Саяна, характеризуются значительной (до 60 км) мощностью земной коры и пониженной (18–20 км) мощностью нижнего бази-

то-метаморфического слоя. Для зоны в целом фиксируется общее снижение значений регионального уровня гравитационного поля с запада на восток, при этом субмеридиональная гравитационная ступень ее западного ограничения смещена также в восточном направлении, что может быть подтверждением погружения структур Уймено-Лебедской СФЗ Горного Алтая под аллохтон Западного Саяна. Отдельные блоки Телецко-Чулышманской СФЗ отчетливо выделяются в магнитном поле, благодаря пачкам магнитных метабазитовых зеленых сланцев и развитию немагнитных гранито-гнейсовых диапиров и гранитоидных массивов, а также чешуй серпентинитов, фиксируемых положительными аномалиями.

Абакано-Шапшальская СФЗ располагается на сочленении субмеридиональных структур Телецко-Чулышманской СФЗ и субширотных СФЗ и структур внутренних частей Западно-Саянского мегаблока. Вещественную основу данной структурно-формационной зоны составляют базальтово-кремнисто-обломочная флишоидная метаморфизованная формация (венд-нижнекембрийская малоабаканская серия), кремнисто-граувакковая флишоидная формация (нижнекембрийская кохошская свита), флишоидная терригенная формация (каратошская свита среднего–верхнего кембрия). Кроме того, в СФЗ встречаются небольшие тектонические блоки, сложенные метаморфическими породами шапшальского метаморфического комплекса и наложенные грабены с терригенно-известняковыми отложениями ордовика и силура (Еринатская и более мелкие впадины и грабены). Структурный план деформаций структурно-вещественных комплексов СФЗ определяется их расположением в присдвиговой зоне смятия Шапшальского разлома. По флишоидным отложениям часто развиты милониты и интенсивная субизоклиная складчатость с крутым падением крыльев и северо-восточной ориентировкой осей складок. Для рассмотренной СФЗ весьма характерна высокая степень гранитизации верхней коры – интенсивная насыщенность ее гранитоидными образованиями девонского мегакомплекса (раннедевонские большепорожский габбро-диорит-гранодиоритовый и джойский гранодиорит-гранитовый комплексы), широкое развитие протометаморфических, динамометаморфических и плутонометаморфических (шапшальский комплекс) образований.

Центрально-Западносаянская СФЗ отделяется от Абакано-Шапшальской зоны на западе Карахольским разломом. Своей основной частью СФЗ расположена на территории сопряженного листа М-46. Структурно-вещественная основа зоны – подразделения салаирско-каледонского фундамента: венд-нижнекембрийская малоабаканская серия, кембрийские флишоидные толщи кохошской и каратошской свит (слагают до 40 % ее объема). Верхний – ордовикско-раннедевонский структурно-вещественный комплекс – представлен в этой СФЗ очень широко. Это – залегающие с угловым несогласием на кембрийских породах фундамента существенно терригенные (манчурекская, чеадогимская свиты, шиштыкская серия), карбонатно-терригенные (онинская свита) формации материково-шельфового плато пассивной континентальной окраины. Подразделения среднепалеозойского (девонского) структурного этажа (предположительно рифтогенные вулканогенные образования активно-окраинно-континентального мегакомплекса) развиты весьма ограниченно только в пределах Купхоль-



- Условные обозначения**
- Складчатые системы:**
- Алтае-Саянская
 - Алтае-Кузнецко-Саянская
 - Алтае-Саяно-Тувинская
 - Монголо-Алтайская
- Кинематика разрывных нарушений:**
- Разломы со сложной или неустановленной кинематикой
 - Сдвиги правые
 - Сдвиги левые
 - Надвиги
 - Границы аллоктонов
 - Зоны растяжения
- Ранг разрывных нарушений:**
- Главные
 - Второстепенные
- Структурно-формационные зоны (СФЗ):**
- | | |
|---------------------------------------|--|
| 1. - Улгий-Юстыдская | 10. - Северо-Саянская |
| 2. - Холзуно-Чуйская | 11. - Южно-Минусинская (Абаканский прогиб) |
| 3. - Коргано-Терехтинская | 12. - Телецко-Чульшманская |
| 4. - Чарышко-Талшская | 13. - Абакано-Шапшальская |
| 5. - Ануиско-Чуйская | 14. - Центрально-Западносаянская |
| 6. - Капско-Аламбайская | 15. - Сютхольская |
| 7. - Бийско-Катунская | 16. - Хемчикско-Сиспигхемская |
| 7а. - Кадринско-Баратальский фрагмент | 17. - Шуйская |
| 8. - Уймено-Лебедская | 18. - Кобдинско-Монгунтайгинская |
| 8а. - Балхашский фрагмент | 19. - Бийско-Барнаульская впадина |
| 9. - Кондомско-Лебедская | |
- Главные разломы:**
- | | |
|-------------------------|--------------------------------|
| 1. Сибирячхинский | 17. Баратальский |
| 2. Быстринский | 18. Шапшальский |
| 3. Песчанский | 19. Куртушбинский |
| 4. Каменский | 20. Чарышко-Теректинский |
| 5. Каянчинский | 21. Саяно-Тувинский |
| 6. Чемальский | 22. Алтайский |
| 7. Каракольский | 23. Южно-Теректинский |
| 8. Телецко-Курайский | 24. Кадринский |
| 9. Терсинско-Абаканский | 25. Каргинский |
| 10. Саяно-Минусинский | 26. Бирюкский |
| 11. Кандагский | 27. Чаган-Узунский |
| 12. Кызырсугский | 28. Кубадринско-Курайский |
| 13. Каракольский | 29. Курайский |
| 14. Башлакский | 30. Катунско-Южно-Чуйский |
| 15. Куячинский | 31. Южно-Катунско-Джасатерский |
| 16. Сарасинский | |

Рис. 10. Структурно-тектоническая схема района работ.

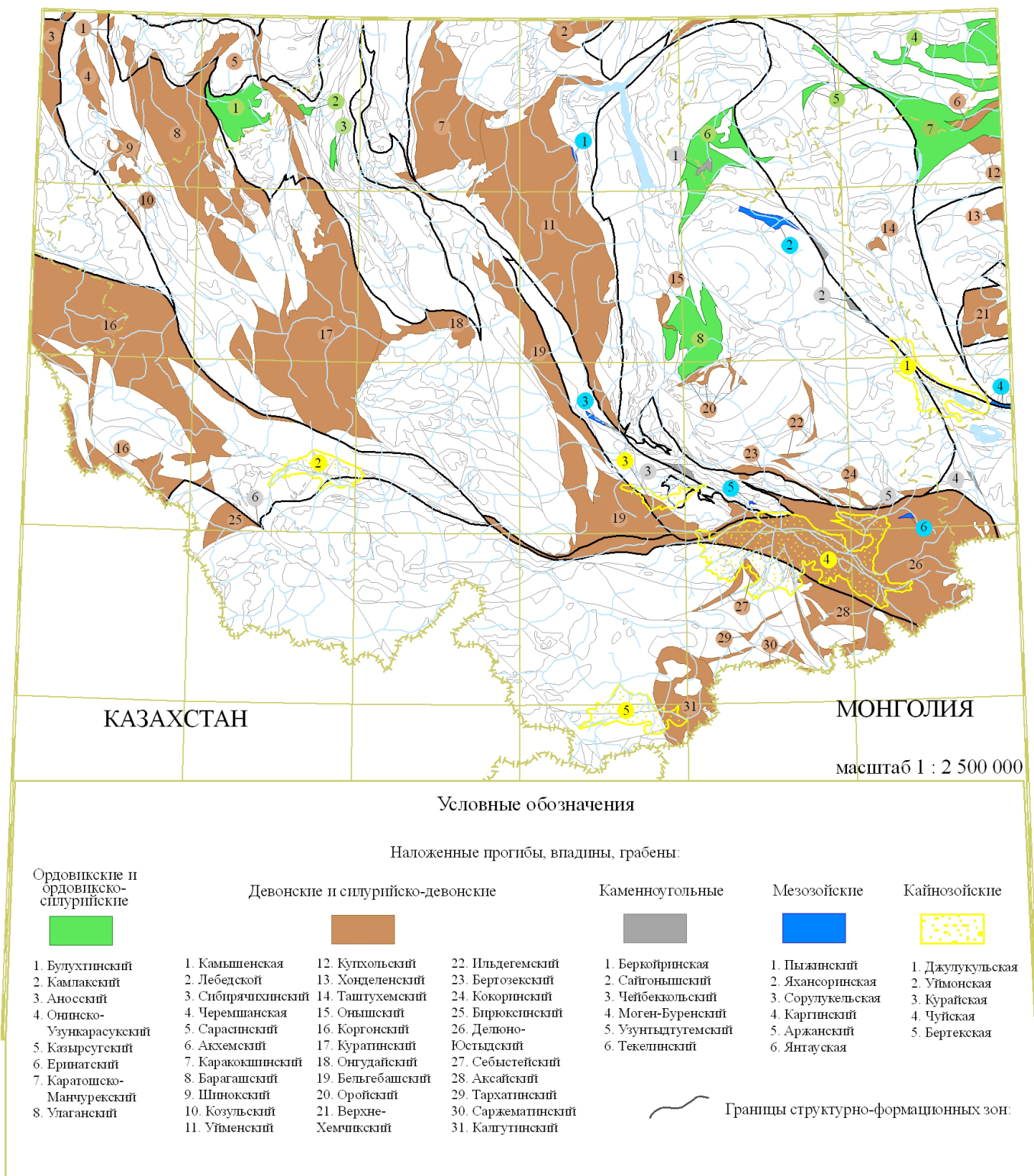


Рис. 11. Схема расположения наложенных структур.

ского блока (кужебазинский и кендейско-саглинский вулканические комплексы Западно-Чулаксинского и Купхольского прогибов). Породы нижнего и среднего структурных ярусов характеризуются преобладающим развитием сжатых линейных складок северо-восточного и субширотного простирания. На крыльях более крупных структур (Коологашская горст-антиклиналь) сформированы кулисообразно расположенные куполовидные и килевидные крутые (до 75°) складки той же ориентировки. Отложения верхнего структурного яруса также смяты в линейные складки с ориентировкой осей в восток-северо-восточном и субширотном направлениях, осложненные складчатостью более высоких порядков. Для зоны очень типичным является широкое развитие кольцевых структур, овалов и полуовалов, сопряженных с волнисто-изогнутыми и относительно прямолинейными тектоническими структурами и имеющих вид эшелонированных «блоков-закатышей» (Шонхырский, Каратошский, Итыкульский, Верхнеабаканский, Менгулекский и др.), характерных для аллохтонных мегаблоков. В целом доминирующими являются линзовидные, клиновидные и серповидные формы тектонических блоков различных порядков и эпи-мезозональные, для отложений нижнего структурного яруса — мезозональные и, более локально, катазональные структурные парагенезисы слагающих их пород.

Сютхольская СФЗ. Структурно-вещественной основой зоны являются зеленосланцевые и меланжево-олигостромовые комплексы аккреционной призмы венд-раннекембрийской Западно-Саянской островодужной системы, перекрытые парасланцевой толщей метатурбидитов устуишкинской серии, кохошской и каратошской свит. Среди аккреционных образований картируются тектонические блоки офиолитов (аныякская свита), а по простиранию Куртушибинской зоны разломов на сопряженной территории листа М-46 — тела гипербазитов актовракского дунит-гарцбургитового комплекса, серпентинитового и полимиктового меланжа (Куртушибинский офиолитовый пояс). Внутреннее строение рассматриваемой зоны, представляющей собой в целом аллохтонную аккреционную структуру, очень сложное, характеризуется чередованием блоков океанического и островодужного (подзон глубоководного желоба, аккреционного клина и преддугового прогиба) структурно-вещественных мегакомплексов. Подразделения верхнего структурного яруса (пассивно-окраинно-континентального мегакомплекса), на территории листа М-45 развиты ограниченно, представлены существенно терригенными, менее карбонатно-терригенными, отложениями ордовик-силурийской чергакской серии и нижнедевонской хондергейской свиты (песчано-галечниковая формация) в обрамлении Хонделенского грабена и Хемчикского прогиба. Последние сложены осадочно-вулканогенными базальт-риолитовыми образованиями девонского активно-окраинно-континентального структурно-вещественного мегакомплекса (раннедевонские кужебазинская серия и саглинская свита). Очень широким развитием в пределах данной СФЗ пользуются гранитоиды девонского мегакомплекса (джойский и козерский комплексы) и сопровождающие их зоны плутонометаморфических образований шапшальского комплекса.

Хемчикско-Систигхемская СФЗ соответствует Хемчикско-Систигхемскому прогибу Тувы. Хемчикским прогибом западная (в пределах листа)

часть Хемчикско-Куртушибинской зоны Тувы разделена на Сютхольскую и Шуйскую СФЗ — аллохтонные аккреционные тектонические блоки, первоначально, возможно, представляющие собой единую крупную пластину. Западная граница Хемчикско-Систигхемской СФЗ — дугообразная с выпуклостью на юго-запад Каргинско-Карахольская зона. Хемчикский прогиб представляет собой асимметричную брахиформную структуру, так же слабо удлинена в северо-восточном направлении и имеет сложные западные (по взбросо-сдвигу) и северные (по взбросо-надвику) тектонические ограничения с флишоидами раннего кембрия (устуишкинская серия) и гранитоидами джойского комплекса. На юго-востоке зафиксировано [65] несогласное налегание слагающих основную часть прогиба вулканогенных образований кужебазинской серии на карбонатно-терригенные отложения позднеордовикско-силурийской чергакской серии. Западное крыло прогиба срезано разломом субмеридионального простирания и осложнено брахиантиклинальной структурой, юго-восточное крыло пологое и широкое, с углами падения пород от 10 до 50°. Осложняющая складчатость развита относительно слабо и фиксируется флексурными перегибами и отдельными мелкими линейными складками. В северо-западной, первоначально ядерной части прогиба закартировано развитие согласно залегающих на девонских вулканитах более молодых вулканогенно-осадочных отложений саглинской свиты эмса. Хонделенский грабен сложен подобными структурно-вещественными комплексами, прорванными гипабиссальными умереннощелочными гранитами джойского комплекса. В целом для пород раннедевонских прогибов и грабенов Западно-Саянского мегаблока характерно преобладание эпизональных структурных парагенезисов и развитие осложняющих хрупких разломов северо-восточного и субширотного простирания.

Шуйская СФЗ. Вещественную основу зоны составляют известковисто-терригенная флишоидная метаморфизованная формация (венд-нижнекембрийская сютхольская свита) и флишоидная терригенная формация (нижнекембрийская ишкинская свита и средне-верхнекембрийская каратошская свита). Сютхольская свита прорвана Чингекатским гранитоидным массивом предположительно джойского комплекса раннего девона.

По результатам глубинного сейсмозондирования, Западно-Саянский мегаблок в целом и рассмотренные выше Центрально-Западносаянская, Хемчикская и Шуйская (Чингекатская) структурно-формационные зоны обладают повышенной мощностью коры (48–51 км) и характеризуются некоторым относительным погружением поверхности базито-метаморфического слоя (до 24 км), при этом изолинии мощностей последнего и коры в целом имеют субширотное простирание [255]. Для Шуйской зоны фиксируются пониженные значения регионального гравитационного поля с эпицентром (крупная отрицательная гравитационная аномалия) в средней части Шапшалского плутона и с ориентировкой осей гравитационных аномалий и гравитационных ступеней как в северо-западном, так и в северо-восточном направлении. Наряду с тем, для зоны характерно дифференцированное магнитное поле в связи с широким развитием интрузивных образований. По простиранию Шуйской (Западно-Тувинской) зоны разломов на смежной территории листа М-46 — наблюдаются тела гипербази-

тов актовракского дунит-гарцбургитового комплекса, серпентинитового и полимиктового меланжа (Монгун-Тайгинский офиолитовый пояс).

Кобдинско-Монгунтайгинская СФЗ. В пределы листа М-45 заходит лишь своим северо-западным окончанием, располагаясь в основном на территории Монголии. Сложена metabазальтами аныякской, метатурбидитами сютхольской, флишоидами ишкинской, каратошской свит, карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура и вулканитами девона. В пределах зоны встречаются крупные тектонические блоки метаморфических пород шапшальского комплекса и в значительном объеме гранитоиды раннедевонских большепорожского и джойского комплексов. В узких приразломных грабенах вдоль Шапшальского и Каргинского разломов встречаются грабены с молассовыми осадками карбона и юры. *Белатрская группа приразломных блоков* представляет собой узкую (3–4 км) дугообразно вытянутую вдоль Курайско-Ильдугемской и Моген-Буренской (Шапшальской) зон разломов [114; 448] цепочку тектонических линз и клиньев, сложенных аныякской или сютхольской свитами. К одной из таких линз на широтном участке Курайско-Ильдугемской тектонической зоны приурочена известняково-терригенная с базальтами формация со стратиформной(?) полиметаллической минерализацией (предположительно венд-нижнекембрийская сарыгиматейская толща).

НАЛОЖЕННЫЕ И УНАСЛЕДОВАННЫЕ СТРУКТУРЫ

Структурно-формационные подразделения среднего структурного этажа включают геологические структуры, образованные осадочно-вулканогенными и карбонатно-терригенными отложениями девонского структурно-вещественного мегакомплекса и выделенные в виде прогибов, грабенов и групп грабенов соответствующих структурных ярусов, а также каменноугольные и мезозойские приразломные дейтероорогенные впадины, сложенные существенно терригенными, нередко угленосными отложениями верхних моласс каменноугольно-юрского (коллизионного) структурно-вещественного мегакомплекса соответствующего структурного яруса и этапа развития региона. В числе первых рассматриваются относительно крупные вулканогенные и вулкано-терригенные унаследованные и, чаще, наложенные структуры, сформированные в результате процессов девонской тектоно-магматической активизации, проявленной в связи с развитием в этот период времени на рассматриваемой территории геодинамического режима активной континентальной окраины с формированием обширного вулкано-плутонического пояса и структурно-формационной зоны тыловых рифтов. Дейтероорогенные приразломные впадины коллизионного структурно-вещественного мегакомплекса развиты значительно более локально в связи с более поздними эрозионными и тектоническими процессами в конце соответствующего этапа (рис. 11).

Девонские прогибы и грабены сложены породами вулканогенно-осадочных (вулканогенные молассы) и вулканических (базальт-андезитовой, базальт-андезит-риолитовой, андезитовой, риолит-дацитовой, базальт-трахибазальтовой, трахириолитовой) формаций активно-окраинно-континентального

девонского мегакомплекса с латеральной зональностью от риолитоидных и полнодифференцированных вулканоплутонических породных ассоциаций на западе до бимодальных с повышенной щелочностью породно-формационных рядов средней и восточной части листа в структурно-формационной зоне тыловых рифтов. Как правило, они насыщены жерлово-субвулканическими и гипабиссальными интрузивными (часто силловыми) образованиями вулканоплутонических ассоциаций, особенно в тыловорифтовой зоне, и подвергнуты интенсивным автометасоматическим преобразованиям. Их структурно-стратиграфическое положение и нижняя граница определяются как резко-несогласным (на эродированных породах фундамента), так и, участками, субсогласным с признаками фациального замещения залеганием вулканитов на нижнедевонских терригенных отложениях. Внутреннее строение данных прогибов и грабенных часто свидетельствует о первичном развитии в их пределах вулканоплутонических и концентрических очаговых структур. В пределах Западно-Саянского мегаблока (Центрально-Саянская СФЗ) Алтайской и Западно-Саянской серийными легендами предполагается наиболее раннее формирование вулканитов с выделением двух уровней вулканизма: лохковского (кужебазинская серия) и эмского (кендейская и саглинская свиты), а возраст гранитоидов джойского (кубадринского) комплекса устанавливается как раннедевонский на основании находок галек сходных пород в конгломератах отложений саглинского горизонта [283, 375]. Орогенные вулканогенные прогибы были заложены на структурно-вещественных комплексах пассивной континентальной окраины и эродированных более древних породах фундамента в эмско-эйфельское (а для Центрально-Саянской СФЗ в лохков-пражское) время. На северо-западе территории листа М-45 *Баргашская группа прогибов* составляет верхний структурный уровень общей для толщ Ануйско-Чуйской СФЗ дисгармонично-складчатой структуры, образуя чаще всего брахиформно-линейные синклинальные складки с различными до крутых углами падения крыльев, круто-ныряющими шарнирами и преимущественно северо-западной ориентировкой осевых плоскостей. На севере участками отмечается купольно-мульдовая складчатость с углами падения крыльев 20–40° [140], фрагментарно, в приразломных зонах развиты линейные складки и сквозной кливаж осевой плоскости.

Курагинский прогиб, включая его сателлиты в центральной части Ануйско-Чуйской СФЗ, является одной из наиболее крупных наложенных вулканогенных структур листа и разделяет Ануйский и Чуйский блоки Чарышско-Чуйской СФЗ. Прогиб имеет неправильную груболинзовидную форму с удлинением в субмеридиональном направлении и сложен вулканогенными молассами с вулканитами базальт-андезитовой (ранне-среднедевонский онгудайский комплекс) и дацит-риолитовой (среднедевонский курагинский комплекс) формаций, а также, в центральной части, молассовыми толщами терригенного и карбонатно-терригенного состава (урсульская серия) с базитовым дайково-силловым комплексом (позднедевонский урсульский габбродолеритовый комплекс). В северной части (Шебалинский блок) и на юго-востоке отложения прогиба прорваны массивами гранитоидов среднедевонского топольнинского комплекса (Шебалинский и Мало-Ильгуменский массивы).

Куратинский прогиб ограничен системой разломов при доминирующей роли субмеридиональных, Z-образно изогнутых и дуговых разрывных нарушений сложной кинематики с взбросо-надвиговой и сдвиговой составляющими. Внутреннее строение прогиба характеризуется наличием осложненной субпослойной системой взбросо-надвигов пологоскладчатой синклинальной структуры в его средней части с дополнительным осложнением крыльев синклинали (с падением от 10 до 50°) флексурными перегибами и структурными террасами [132]. В краевых частях прогиба, особенно вблизи зон крупных разломов (Куячинского на западе и Сарасинско-Семинского на востоке) развита уже более напряженная линейная складчатость, участками с крутым падением крыльев и зонами сквозного кливажа осевой плоскости, при этом эпизональные структурные парагенезисы ядерной части прогиба сменяются эпимезозональными и мезозональными (шовными) структурными парагенезисами с развитием динамосланцев, милонитов, филлонитов и мезодинамокластитов. На южном продолжении Куячинского разлома знакопеременной сдвиговой кинематики внутри прогиба развита мощная (до 10 км) зона лозанжа с присутствием мелких блоков более древних пород.

Основной структурной особенностью Куратинского прогиба можно считать Z-образный изгиб его главной оси, что указывает на деформацию первично субмеридионально ориентированной вулканогенной структуры в условиях ламинарного правосдвигового течения северо-западного направления с развитием дисгармоничной складчатости и общей сдвиго-надвиговой системы разломов. Внутри прогиба фиксируется развитие системы субпараллельных, обычно субпослойных (листрических срывов) взбросо-надвигов, в результате чего разрез девонских отложений многократно сдвоен (счешуен), что подтверждается и стратиграфическими исследованиями отложений прогиба [88]. Ориентировка тектонических чешуй и ограничивающих их извилисто-волнистых (в плане) разломов варьирует от субмеридиональной до северо-восточной и, в целом, субсогласна общей ориентировке прогиба. В зонах данных разломов (Туэктинская зона взбросо-надвигов и сдвиго-надвигов) локализованы мелкие интрузии позднекарбонového—раннепермского шибеликского щелочногранитового комплекса.

Сарасинский грабен является северным продолжением Куратинского прогиба, в современной тектонической структуре региона представляет собой типичную шовную сдвиговую структуру и локализован в Сарасинско-Семинской зоне разломов север-северо-западного простираения существенно левосдвиговой кинематики. Грабен имеет небольшие размеры при мощности от 2 до 5 км и протяженности более 30 км и характеризуется высокой степенью дислоцированности пород ранне-среднедевонской онгудайской свиты и подстилающих раннедевонских карбонатно-терригенных отложений камышенской и барагашской свит с развитием мезозонального (шовного) структурного парагенезиса. Структурно Сарасинский грабен разделяет Каменский и Каимский блоки Аламбайско-Каимской СФЗ, а на севере перекрыт чехлом рыхлых отложений Предалтайской равнины и прорван гранитоидами позднепермско-раннетриасового белокурихинского комплекса.

По данным В. А. Кривчикова [367], в пределах грабена девонские отложения смяты в сложные складки с субширотной ориентировкой осей

ранних складок и с субмеридиональным простиранием осей более поздних линейных складчатых структур с углами падения крыльев от 25 до 80°. Метаморфизм проявлен в пределах прениит-пумпеллиитовой фации, но вдоль разломов, в приразломных зонах смятия широко развиты динамометаморфические изменения более высокого уровня. При этом, в целом, внутреннее строение грабена характеризуется как структура лозанжа с достаточно высокой степенью линейаризации. В региональном плане Сарасинский грабен и расположенный южнее Онгудайский прогиб могут рассматриваться совместно в одной зоне девонских депрессий активной континентальной окраины с Тельбесским прогибом Горной Шории, характеризующимся подобным типом разреза и сходным составом вулканитов того же возраста.

В западной части листа М-45 девонские вулканогенные СВК слагают в целом структурно единые *Коргонский прогиб* и *Холзунскую группу грабенов*. Вулканогенно-осадочные отложения данных наложенных структур несогласно залегают на зеленосланцевых метаморфических породах терехтинского комплекса, но в большинстве случаев имеют с ними тектонические ограничения с развитием разломов различной ориентировки и кинематики, среди которых преобладают северо-западные до субмеридиональных правые сдвиги (Тигирекский разлом) и сбросо-сдвиги (Хайдунский разлом), менее развиты разломы северо-восточной до субширотной ориентировки с кинематикой левых сдвигов и взбросо-сдвигов. В результате формирования первичных вулкано-тектонических структур и последующей тектонизации в зоне ламинарного сдвигового течения рассматриваемая группа прогибов и грабенов имеет в целом сложную конфигурацию и состоит из серии линзовидных, клиновидных и ромбоэдрических блоков-дуплексов, совместно с блоками метаморфических пород создающих структуру мегадинамокластита. Вещественную основу данных структур составляют отложения ранне-среднедевонского структурного яруса с вулканитами и субвулканитами базальт-андезитовой (кумирско-ергольский вулканический комплекс) и дацит-риолитовой (коргонский комплекс) формаций, прорванные малоуглубинными интрузивными массивами штокообразной и удлиненной формы среднедевонского майорского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса с формированием скарновых полей и железорудных месторождений. Вышезалегающий средне-позднедевонский структурный ярус представлен менее дислоцированными карбонатно-терригенными отложениями еловской свиты.

Внутреннее строение Коргонского прогиба характеризуется сочетанием пологих куполовидных и линейных складчатых структур [266] с умереннокрутыми (50–70°) углами падения крыльев складок, при этом последние связаны с более поздним развитием системы разломов правосдвиговой кинематики северо-западного простирания. Фрагментарно развит кливаж осевой плоскости и сквозной селективный кливаж, чаще — пологий кливаж и хрупкие разрывы. Таким образом, породы прогиба характеризуются развитием преимущественно эпизонального, локально — эпимезонального структурного парагенезиса. Но в некоторых случаях, в зонах разломов фиксируется развитие динамосланцев и интенсивно катаклазированных пород. В северной части Коргонского прогиба, в целом представляющего собой серию вулканоплутонических массивов, фиксируется фрагмент

кольцевой вулcano-тектонической и, возможно, очаговой структуры. Последняя на карте силы тяжести отражена гравиметрической аномалией с относительно высокими значениями регионального уровня гравиметрического поля, в меньшей степени повышенные значения характерны и в целом для описываемой группы прогибов. Для южной части прогиба, имеющей вид серии сопряженных грабенов, и Холзунской группы грабенов характерно сочетание мульдообразных, брахиформных и линейных, нередко асимметричных складок с сильно вырвирующими ($20-80^\circ$) углами падения крыльев. Ориентировка осей линейных складок преимущественно северо-западная с частыми отклонениями в результате наложения складчатости разного структурного плана. На карте магнитного поля Коргонскому прогибу соответствуют широкие слабоинтенсивные отрицательные и мелкие локальные высокоинтенсивные положительные аномалии, а в Холзунской группе грабенов по хр. Холзун и в районе железорудных месторождений развита серия крупных высокоинтенсивных положительных магнитных аномалий.

Бельгебашский прогиб. Баратальским разломом северо-западной ориентировки отложения отделены от расположенного восточнее Кадринско-Баратальского блока Бийско-Катунской СФЗ и по сложной системе разломов взбросо-сдвиговой (на севере) и сбросо-сдвиговой кинематики с морфологией взбросов, взрезов и сбросов (на юге) на западе сочленены со структурами Чуйского блока Ануйско-Чуйской СФЗ. Тонкими пластинами пород фундамента и взбросо-сдвигами северо-западного простирания разделены на ряд блоков, сложенных однотипными вулканогенными и вулcano-терригенными отложениями эмса (возможно, эмса—эйфеля). Последние представлены вулканитами базальт-андезитовой и дацит-риолитовой формаций, сходными с коргонскими и входящими в состав молассовых вулканогенно-осадочных толщ (талдыдюргунская, жанедынгуйская, корумкешинская в Бельгебашском и даянская в Машейском грабенах свиты), с разрывом перекрытых карбонатно-терригенными и существенно-терригенными отложениями живетской бельгебашской свиты и средне-позднедевонской кызылшинской серии. В южной части Машейского блока присутствуют вулканогенно-осадочные отложения позднедевонской кокоринской свиты(?) и развиты субвулканические образования дацит-риолитового состава. Блоки данных грабенов имеют форму тонких (мощностью до 10–12 км), линзующихся тектонических пластин общей протяженностью более 130 км север-северо-западной, участками до субмеридиональной ориентировки.

Внутреннее строение данных структур характеризуется сочетанием ранних брахиформных складок и сильно осложняющих их серий узких сложных, иногда изоклиальных складок более высоких порядков с многочисленными разрывными нарушениями, а также развитием лозанжа с формированием мелких блоков-дуплексов линзовидно-ромбоздрической формы, разделенных по системе сопряженных прямолинейных и слабодуговых разломов северо-западной и север-северо-западной ориентировки преимущественно левосдвиговой кинематики и антитетических правосдвиговых и взбросо-сдвиговых дуговых нарушений субмеридионального (участками до северо-восточного) простирания. В связи с развитием систем разломов в

породах неравномерно проявлен мезозональный (шовный) структурный парагенезис с развитием кливажных швов и зон вязких разломов, а в зонах приразломного смятия относительно крупных тектонических нарушений фиксируется присутствие мезодинамокластитов, тогда как в центральных частях блоков-дуплесов сохраняются породы с эпизональным структурным парагенезисом.

Вулканогенные прогибы зоны тыловых рифтов расположены на севере, в центре и на востоке листа, большей частью в пределах Уймено-Лебедской СФЗ. Кылайская грабен-синклиналь, Лебедской и Уйменский прогибы, включая сопряженные с ними мелкие грабены (Имуртинский, Чойский, Чуринский и др.) сложены красноцветной вулканогенной молассой (ранне-среднедевонская нырнинская, среднедевонская саганская свиты) с вулканитами субконтинентальной бимодальной базальт-риолитовой ассоциации, подразделяющейся на базальт-трахибазальтовую и трахибазальт-трахириолитовую формации. С ними ассоциируют интрузивные массивы и дайковые пояса габбро-гранитных серий: ранне-среднедевонской югалинско-турочакской и средне-позднедевонской кызылташской, локализованные главным образом по периферии прогибов. Очень характерной чертой внутреннего строения и состава прогибов и грабенов является не отмеченное ранее широкое развитие кислого (средне-позднедевонский порфировый позднекызылташский комплекс) и базитового (позднедевонский сумульгинский габбродолеритовый комплекс) силлогенеза. В Лебедском и Уйменском прогибах верхи девонского разреза отложений венчают породы карбонатно-терригенной молассы тайозенской серии и байгольской (на смежной территории Лебедского прогиба) свиты.

Каракошшинская группа грабенов общего субмеридионального простирания имеет наиболее западное положение из всех структурно-формационных подразделений Уймено-Лебедской зоны тыловых рифтов и сформирована в результате рифтогенных сдвиго-раздвиговых тектонических процессов как серия структур «*pul apart*». Кылайская и Каракаинская грабен-синклинали как наиболее типичные и крупные из рассматриваемых структур характеризуются наличием некливажированных терригенных и терригенных пород. Общий структурный план Кылайского и сходного с ним по внутреннему строению Каракаинского блоков характеризуется развитием в их центральных частях вулканоплутонических массивов сложного состава с преобладанием силловых и силлообразных тел субвулканических пород риолитоидной группы, сформированных в медленно прогибающихся по мере освобождения промежуточных магматических камер вулканотектонических депрессиях. Большинство силловых и субвулканических тел имеют конфокально-кольцевое расположение и внедрены по сбросовым тектоническим зонам и межпластовым отслоениям, что придает участкам центральных частей данных блоков характер деформированных очаговых структур, геоморфологически выраженных резкими повышениями рельефа.

Уйменский прогиб, по существу, включает группу прогибов и грабенов, располагающихся в средней (Нырнинский, Коурсанский и Чуринский прогибы) и в южной (собственно Уйменский или Восточно-Уйменский прогиб) частях Уймено-Лебедской структурно-формационной зоны тыловых

рифтов, образуя в целом единую структуру. Внутреннее строение Нырнинского прогиба характеризуется наложением на первичную брахиформную складку линейной складчатости с различными углами падения крыльев и искривленными осевыми плоскостями субмеридионального и северо-восточного простирания. Почти повсеместно фиксируется развитие кливажных швов той же ориентировки, динамосланцев и мезодинамокластитов. В северной части Нырнинского прогиба вулканогенные отложения нырнинской свиты прорваны многофазным Нырнинским массивом габбро-диорит-гранит-лейкогранитового состава средне-позднедевонской кызылташской габбро-гранитной серии и насыщены силлами долеритов позднедевонского сумульгинского комплекса. По конфигурации и расположению интрузивных тел можно предполагать здесь наличие деформированной очаговой структуры, что подтверждается и зафиксированной на крупномасштабных картах магнитного поля дуговой поясовой высокоинтенсивной положительной магнитной аномалией и наличием проявлений железа по периферической экзоконтактной зоне Нырнинского массива [362].

Собственно *Уйменский (Восточно-Уйменский) прогиб* имеет удлиненную форму при близкой к субмеридиональной и небольшим отклонением на северо-запад ориентировке и выклинивается в южном и юг-юго-восточном направлении, ограничиваясь с запада зоной Кадринского разлома. В северной части прогиба развита брахиформная складчатость, широкие и пологие складки с углами падения в среднем 30–40°, реже мультислойные структуры. Внутреннее строение средней и южной части Уйменского прогиба характеризуется развитием субмеридиональных асимметричных линейных складок с крутым (до 60–80°), иногда опрокинутым залеганием западных крыльев и относительно пологим (30–50°) залеганием западных крыльев антиклинальных структур, часто осложненных конгруэнтной складчатостью высших порядков [353]. Интенсивность дислокаций возрастает с севера на юг, при этом увеличивается и роль продольных разломов левосдвиговой кинематики, и степень напряженности складчатости с развитием послынного и сквозного кливажа осевой плоскости, что характеризует структурный парагенезис дислоцированных пород как шовный мезозональный, а в целом среднюю и южную часть Уйменского прогиба как шовную структуру. Иногда на значительных территориях в клыльях прогиба отмечается развитие псевдомоноклиналей, обусловленных чешуйчатонадвиговым строением отдельных участков, что было описано еще при проведении геолъемки масштаба 1 : 200 000 [41]. Разрывная структура Уйменского прогиба характеризуется доминированием разломов с кинематикой левых сдвигов и взбросо-сдвигов север-северо-западной до субмеридиональной ориентировки, сочлененных под острым углом с зоной пограничного глубинного Кадринского разлома. Ограниченные разломами мелкие блоки прогиба имеют, чаще всего, ромбоэдрическую и линзовидную форму, что совместно с развитием кливажных швов обеспечивает данному прогибу, входящему в состав Алтае-Кузнецкой складчатой системы, структуру мегадинамокластита сдвиговых зон.

Важной особенностью структур Уйменского прогиба является развитие в его центральной части в зоне субмеридионального Бельско-Учальского взбросо-сдвига породной ассоциации зеленосланцевых метаморфи-

ческих сланцев (часто по вулканитам), кросситсодержащих бластомилонитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [259, 263, 261, 353]. Кроме того, выделяются гидротермально-метасоматические образования ранней (автометасоматической) стадии (формация фельдшпатофинов), в значительной части развитые по породам жерлово-субвулканической фации саганского и гипабиссальной фации порфиривого позднекызылташского комплексов. Первые сконцентрированы в районе горы Бель, где можно предполагать наличие фрагмента интенсивно деформированной в результате активных тектонических процессов очаговой структуры, со становлением которой, а также с развитием интенсивных ореольных гидротермально-метасоматических процессов можно связывать образование урановых рудопроявлений Уйменского района.

Блоки Уймено-Лебедской структурно-формационной зоны тыловых рифтов в целом характеризуются относительно глубоким (51–54 км) положением нижней поверхности земной коры (поверхности М) с увеличенной мощностью гранитно-метаморфического и пониженной (18–21 км) мощностью нижнего базито-метаморфического слоя [255]. На картах остаточных аномалий силы тяжести Лебедской и Уйменский прогибы отражаются относительно слабопониженными значениями регионального уровня гравитационного поля, при этом в средней части последнего фиксируется субширотно-северо-восточный разворот широкой гравитационной ступени, на юге соответствующий области активного надвигообразования, в зоне Бельско-Учальского и Тондошского разломов отмечается относительное повышение значений гравитационного поля, а в районе горы Бель локализована изометричная аномальная зона пониженных значений (зона разуплотнения), что может подтверждать наличие здесь очаговой структуры. Данному району соответствует и высокоинтенсивная положительная магнитная аномалия, а, в целом, для прогибов зоны тыловых рифтов характерно резкодифференцированное знакопеременное магнитное поле с преобладанием положительных аномалий в крайней южной части Уйменского прогиба.

Купхольский прогиб и *Западно-Чулаксинский грабен* расположены на крайнем северо-востоке территории листа М-45 в пределах Купхольского блока Центрально-Саянской СФЗ, продолжаясь за восточную рамку листа (Чулаксинский грабен) вдоль зоны Кужебазинского разлома. Вещественной основой данных прогибов являются вулканогенно-осадочные отложения раннедевонской кужебазинской серии и саглинской свиты красноцветной вулканогенной молассовой формации. Западно-Чулаксинский грабен представляет собой серию сближенных мелких приразломных структур, а Купхольский прогиб имеет вид брахиформной грабен-синклинали, удлинение с восток-северо-восточном направлении и тектонические ограничения с породами кембрия, ордовика и силура. На востоке фиксируется несогласное налегание вулканитов на позднеордовиковские отложения нижнего структурного этажа. Внутреннее строение характеризуется наличием раннедевонских (кужебазинский и кендейско-саглинский комплексы) субвулканических образований и развитием осложняющей линейной складчатости с субширотной ориентировкой осей складок согласно общему про-

стиранию наложенной девонской вулканогенной структуры и углами падения крыльев 30–60°.

Каменноугольные дейтероорогенные приразломные грабены представляют собой мелкие изолированные структуры, приуроченные к региональным разломам и расположенные, главным образом, на юге и на востоке рассматриваемой территории. Депрессии деформированы в ходе последующих тектонических процессов, в результате чего во многих случаях имеют тектонические ограничения и линзовидную или пластинообразную форму.

Беркойринская впадина расположена на северо-востоке листа, локализована внутри Еринатского грабена, в значительной степени тектонизирована и удлиннена в северо-восточном направлении. Сложена красноцветными пеллово-терригенными (сыгынсугская свита) и угленосными терригенными (беркойринская свита) отложениями, с угловым несогласием залегающими на породах ордовика и силура верхнего структурного яруса салаирско-каледонского фундамента. Вместе с последними нижнекаменноугольные отложения дислоцированы в дисгармоничную сублинейную изогнутую от субширотной на юге до северо-восточной на севере асимметричную синклиналиную складку с относительно пологим (30–50°) восточно-юго-восточным крылом (в некоторых случаях возможны сорванные контакты) и более крутым, в северной части уничтоженным разломом северо-восточного простирания западным крылом. В целом степень дислоцированности пород, лишенных сквозного кливажа, соответствует эпизональному, на северо-западе – эпимезональному и, локально, мезозональному структурным парагенезисам. Северо-восточной частью Беркойринская впадина причленяется к зоне оперения Шапшальского разлома северо-западного простирания.

Сайгоньшские грабены расположены на востоке листа и локализованы в той же зоне влияния северо-западного регионального Шапшальского разлома. В настоящий момент представляют собой серию мелких клиновидных и линзовидных тектонических пластин того же простирания среди блоков метаморфизованных пород салаирско-каледонского фундамента, сложенных пестроцветными существенно терригенными толщами сыгынсугской и беркойринской свит нижнего и среднего карбона с прослоями черных углистых сланцев и известняков и протягивающихся вдоль юго-западной периферии зоны разлома на 50 км. Тектонические блоки данных отложений разбиты разломами северо-западной и северо-восточной ориентировки с кинематикой соответственно левых и правых сдвигов и взбросо-сдвигов на более мелкие части с фрагментами разреза относительно слабодислоцированных пород моноклиналиного залегания с углами падения слоистости от 20 до 60–70° [130], характеризующихся преимущественно эпизональными структурными парагенезисами, и в целом выполняют роль относительно жестких мелких мегакластов в общей структуре лозанжа и мегамеланжа Шапшальской тектонической зоны.

Чейбеккольские грабены в целом имеют сходное с вышеописанным внутреннее строение и расположены в юго-восточной части Горного Алтая в пределах Курайской тектонической зоны. Представлены серией тонколиновидных тектонических блоков северо-западного простирания, сложенных сероцветными терригенными породами нижнекаменноугольной артолыкской свиты и существенно терригенными с пластами каменных уг-

лей и линзами известняков отложениями верхнекаменноугольной кызылташской свиты. Грабены ограничены северо-западными разломами сложной кинематики с преобладанием левосдвиговой компоненты и разбиты сопряженными с ними правыми сдвигами и взбросо-сдвигами на ряд мелких, смещенных относительно друг друга ромбоэдрических блоков, в пределах которых фиксируются фрагменты разреза с моноклинальным залеганием. Как относительно жесткие блоки слабодислоцированных пород с преимущественно эпизональным структурным парагенезисом, они принимают участие в развитии мегамеланжевой структуры Курайской тектонической зоны.

Узунтыдтугемский грабен расположен на востоке территории Республики Алтай и в виде тонколинзовидной тектонической пластины субширотного простирания протяженностью около 12 км при мощности до 1 км локализован в приразломной зоне смятия Ильдугемского разлома Курайской тектонической зоны. Как и другие приразломные впадины Чейбеккольской группы, входит в структуру линейаризованного мегамеланжа данной тектонической зоны, образующей здесь изгиб на юг при общем субширотном простирании. Данная впадина сложена континентальными грубоэригенными с углистыми алевролитами отложениями среднекаменноугольной узунтыдтугемской свиты, в зоне ламинарного сдвигового течения подвергнутыми достаточно интенсивным тектоническим дислокациям и смятых в линейные складки с субширотным простиранием круто падающих на север осевых плоскостей. Интенсивность мелкой складчатости возрастает с приближением к границе блока [43]. Степень дислоцированности пород в целом характеризуется развитием признаков мезозонального структурного парагенезиса.

Моген-Буренский грабен представлен узкой тектонической линзой в зоне одноименного разлома север-северо-западного простирания в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ. Сложена молассовыми отложениями сыгынсугской и беркойринской свит и структурно продолжает на юго-восток Беркойринско-Сайгоньшскую группу впадин раннекаменноугольно-юрского внутриконтинентального бассейна седиментации.

Мезозойские приразломные впадины по своему структурно-тектоническому положению подобны вышеописанным автономным эрозионно-тектоническим прогибам позднего палеозоя и объединяют мелкие изолированные структуры на востоке и юго-востоке Горного Алтая. Данные структуры автономного типа представляют собой новообразованные (наложенные) грабенообразные впадины, размещение которых контролируется зонами региональных разломов и системами разломов. На территории листа М-45 мезозойские впадины известны главным образом на юге и востоке территории.

Пыжинский грабен локализован в широкой сдвиговой зоне субмеридионального простирания, разделяющей более жесткие структуры северо-восточной части Уйменского прогиба и Телецкого блока Телецко-Чулышманской СФЗ Западно-Саянской надвиго-складчатой системы. Грабен имеет форму узкой тектонической линзы субмеридионального простирания протяженностью около 13 км при максимальной мощности до 2 км, ограниченной с запада прямолинейным разломом с левосдвиговой кинематической составляющей, а с востока — дуговым разломом сложной ки-

нематики с морфологией сброса. Развитые здесь отложения имеют тектонические контакты с вмещающими интенсивно дислоцированными толщами различных структурных ярусов салаирско-каледонского фундамента, представлены слабосцементированными терригенными отложениями с маломощными прослоями каменных углей угленосной континентальной молассы (верхнетриасовая пыжинская свита), дислоцированы и раздроблены на более мелкие блоки, при этом углы падения слоев достигают 70° [236], что объясняется структурно-тектоническим положением Пыжинского грабена как мегакласта в зоне ламинарного сдвигового течения в породах с шовным (мезозональным) структурным парагенезисом.

Яхансоринская впадина представляет собой наиболее крупную структуру данного типа, расположенную вблизи Шапшальской зоны разломов на северо-восточной периферии Чульчинского блока Телецко-Чулышманской СФЗ и своим северо-восточным ограничением причлененную к дуговому разлому (Тудойско-Карагольская зона разломов) северо-западного простирания с кинематикой левого сбросо-сдвига. Сложена терригенными, в значительной степени грубообломочными, и углисто-терригенными молассовыми отложениями нижнеюрской яхансоринской свиты, полого залегающими на эродированных гранитоидах Чульчинского массива девонского структурно-вещественного мегакомплекса (кубадринский гранодиорит-гранитовый комплекс) и зеленосланцевых образованиях башкаусского комплекса. Данная впадина вытянута в северо-западном направлении на 27 км при мощности в северо-западной части до 3 км и с «раздувом» до 6 км и представляет собой фрагмент моноклинально залегающих мезозойских отложений с северо-восточными углами падения от $10-25^\circ$ в юго-западном крыле до 50° в приразломной части структуры [130]. В целом степень дислоцированности пород слабая, отвечающая эпизональному СП с развитием оперяющих систем трещин в зоне влияния Шапшальского глубинного разлома.

Сорулукельский грабен локализован внутри интенсивно дислоцированных отложений Кадринско-Баратальского блока Бийско-Катунской СФЗ в зоне влияния регионального глубинного Кадринского разлома и приурочен к системе ветвящихся кососочлененных разломов северо-западной ориентировки с кинематикой левых взбросо-сдвигов и сдвига-надвигов и с юго-западным падением сместителей. Представляет собой линзовидную тектоническую пластину с ограничениями согласно последним, прослеженную в северо-западном направлении более чем на 10 км при мощности не более 2 км. По зоне надвига с развитием тектонических брекчий и псевдоконгломератов перекрыт блоком мраморизованных известняков баратальской серии и сложен моноклинально залегающими, с углами падения около 40° и с мелкими флексурными осложнениями, отложениями угленосной терригенной молассы (раннеюрская аржанская свита), на северо-востоке, в районе оз. Сорулукель в значительной своей части перекрытыми водно-ледниковыми и ледниковыми моренными отложениями.

Аржанский грабен локализован внутри Курайской тектонической зоны и представляет собой мелкую тектоническую линзу северо-западного простирания, в своей юго-восточной части перекрытую неоген-палеогеновыми отложениями северного крыла Чуйской межгорной котловины. С севе-

ро-востока на нижнеюрские отложения Аржанского грабена, представленные угленосными терригенными молассовыми отложениями аржанской свиты, надвинуты интенсивно дислоцированные породы Балхашского блока Уймено-Лебедской СФЗ, а на западе по субмеридиональному правому сдвигу породы мезозойского блока контактируют с динамометаморфизованными вулканогенными образованиями раннекембрийской курайской свиты. В целом данная структура представляет собой фрагмент моноклинального залегания с падением слоев на север под углами 40–45° [90]. Степень дислоцированности пород в целом невысока, но соответствует положению их в зоне регионального разлома, характеризуясь эпизональным и, частью, эпимезозональным СП.

Янтаусский грабен в виде мелкого, протяженностью не более 5 км при мощности до 2 км, клиновидно-линзовидного тектонического блока субширотного простирания расположен в левобережье р.Текелю среди структур девонского Юстыдского прогиба, в зоне Бугузунского разлома восток-северо-восточной ориентировки, являющегося южной составляющей Курайско-Ильдугемской тектонической зоны. Представляет собой мелкую грабен-синклинальную структуру с относительно пологим залеганием крыльев, сложенную слабодислоцированными, преимущественно груботерригенными, с пластами и прослоями углистых алевролитов, отложениями нижнеюрской аржанской свиты. В зонах тектонических контактов с девонскими породами развиты зоны тектонических брекчий, конглобрекчий и псевдоконгломератов, интерпретируемые некоторыми исследователями как базальный горизонт конгломератов юрского разреза отложений [90].

Каргинский грабен приурочен к зоне одноименного разлома субширотного простирания и прослеживается на территорию соседнего листа М-46, где имеет более значительные размеры. Сложен континентальными отложениями – угленосной сероцветной молассой, на территории Горного Алтая выделяемой в яхансоринскую свиту, а в Западной Туве картируемой как куведаванская, кадыроругская и тытыгхемская свиты ранней юры.

С образованием вышеописанных структур хронологически увязываются тектоно-магматические процессы каменноугольно-юрского (коллизийного) этапа геологического развития региона и, в частности, формирование различных по составу дайковых поясов и интрузивных ареалов, знаменующих тектоническую активизацию конкретных районов рассматриваемой территории. Дайковые пояса позднепермско-раннетриасового терехтинского габбро-долеритового комплекса обнаруживают четкую приуроченность к зонам крупных региональных разломов: Курайского (Курайский дайковый пояс), Терехтинского (Терехтинский дайковый пояс), Каракольского (Ишинский дайковый пояс), Куячинского (Шебалинский дайковый пояс), что свидетельствует об активизации данных тектонических структур в конце позднего палеозоя и мезозоя на всей территории Горного Алтая. Юрские дайковые пояса (Кадринско-Чуйский, Джасатерско-Юстыдский, Сайлюгемский, Прителецкий пояса чуйского лампрофирового, прителецкого редкометалльно-пегматитового комплексов) развиты значительно более локально и сосредоточены в восточной половине листа, сохраняя генеральное северо-западное простирание и мигрируя в зону сочленения основных аллохтонных тектонических структур как наиболее тектонически активный район.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕЖГОРНЫЕ КОТЛОВИНЫ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ВПАДИНЫ

Современные межгорные котловины в горно-складчатых сооружениях Горного Алтая и Западного Саяна размещаются в выработанных и расширенных участках долин крупных рек (Катунь, Чуя, Чулышман, Ак-Алаха) в высокогорной части листа М-45. Условия интенсивной локальной аккумуляции осадков обеспечиваются наличием близкорасположенных сильно-расчлененных хребтов с гипсометрическими отметками от 2500 до 4000 м и более. Форма и ориентировка межгорных котловин в большинстве случаев наследует местоположение и простирание крупных зон глубинных разломов, к которым, без сомнения, могут быть отнесены Терехтинский, Курайский и Шапшальский. Характерна преимущественно северо-западная ориентировка всех относительно крупных межгорных котловин, представляющих собой, по-существу, пологие мульды и брахиформные синклинальные структуры.

Уймонская котловина расположена в долине р. Катунь ниже впадения в нее р. Кокса, между Катунским хребтом на юге и Терехтинским хребтом на севере. Имеет в целом субширотно-северо-западную ориентировку, протягиваясь вдоль долины Катунь более чем на 35 км при ширине до 10 км. В северной части ограничена серией уступов с общим вертикальным размахом до 400 м над уровнем р. Катунь. Цоколь Уймонской котловины представлен зеленосланцевыми метаморфическими породами, в строении разреза четвертичных отложений широкое участие принимают озерные и озерно-аллювиальные отложения, образующие равнинный и мелкогрядовый рельеф с кулисообразно расположенными цепями озерных баров длиной до 150 м и шириной 20–25 м [150]. Также широко развиты неоплейстоцен-голоценовые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса; на севере котловины в виде тонкой прибортовой полосы фиксируются выходы подстилающих эоплейстоценовых аллювиально-пролювиальных отложений башкаусской свиты.

Курайская котловина расположена в долине р. Чуя в районе пос. Курай и имеет в целом подковообразную форму с выходами в средней части впадины ее древнего цокольного основания в виде Баратальской глыбы, сложенной преимущественно позднедокембрийскими кремнисто-карбонатными и вулканогенными толщами и, менее, породами палеозоя. Общие размеры овально-округлой в плане Курайской котловины достигают 30–35 км по северо-западному удлинению вдоль зон Курайского и Баратальского разломов, в которых и локализованы две относительно самостоятельные части данной наложенной структуры. Котловина заполнена верхненеоплейстоценовыми озерно-ледниковыми и водно-ледниковыми осадками, в ряде случаев подстилаемыми существенно карбонатными ракушняками неогена. По периферии развиты обвальное-оползневые явления, сравнительно густая овражная сеть, для котловины в целом фиксируется уступообразный ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовый и равнинный рельеф.

Чуйская котловина является наиболее крупной межгорной впадиной территории Республики Алтай и занимает площадь более 2000 км² в долине р. Чуя и приустьевых частей ее левых притоков (реки Чаган-Узун, Елан-

гаш, Кокузек, Тархата) между Южно-Чуйским и Сайлюгемским хребтами на юге и Курайском хребтом на севере, располагаясь в целом в зоне схождения Чарышско-Терехтинского и Курайско-Ильдугемского глубинных разломов при общей удлинённости данной наложенной структуры в субширотном-северо-западном направлении. Разрез отложений Чуйской котловины включает слаболитифицированные континентальные груботерригенные, глинистые и карбонатные (с ракушняками) осадки палеогена и неогена (карачумская, талдыдюргунская, красногорская, кош-агачская, кызылгирская, туерыкская, бекенская свиты), в прибортовых частях впадины нередко интенсивно дислоцированные с надвиганием на них блоков древних пород палеозоя, а также разнообразные четвертичные лимногляциальные, аллювиально-гляциальные, аллювиально-пролювиальные, лимноаллювиальные и аллювиальные отложения. В краевых периферических и прибортовых частях впадины широкое развитие имеют обвально-оползневые и неотектонические процессы с формированием структур гравитационной складчатости, мегабрекчий и разрывов. В пределах котловины распространены глубоковрезанные овраги и промоины, а также неотектонические трещины с малоамплитудными, преимущественно вертикальными перемещениями, возникающие, в частности, в связи с повышенной сейсмичностью данных районов территории Горного Алтая.

Джулукульская котловина находится на востоке листа М-45 в верховьях долины р. Чулышман и в районе оз. Джулукуль (истоки р. Чулышман), перекрывая юго-восточное продолжение Шапшальского разлома и располагаясь между северным окончанием хребта Чихачева и Шапшальским хребтом. В пределах рассматриваемой площади имеет удлинённую по долине Чулышмана и Шапшальскому разлому форму при протяжённости более 50 км и ширине более 20 км, что подтверждает тектоническую природу кайнозойских впадин Горного Алтая. Отложения Джулукульской котловины представлены главным образом верхненеоплейстоценовыми лимногляциальными и аллювиально-гляциальными (моренными) образованиями, в большом количестве присутствуют эрозионные останцы палеозойских пород. В прибортовых частях впадины закартированы выходы лежащих в ее основании аллювиальных и озерных осадков миоцена, смятых в складки и нарушенные разрывами (гравитационная складчатость); на левобережье р. Каргы в подобных отложениях зафиксирована антиклинальная складка субширотного простирания с падением крыльев под углом 10–15°, а у основания тектонических уступов, окружающих Джулукульскую котловину, наблюдаются значительные накопления плиоценового и эоплейстоценового пролювия, также местами слабдеформированные [43].

Бертекская котловина расположена в южной части листа в долинах слияния рек Ак-Алаха и Калгуты, локализуясь своей большей частью внутри сдвиго-надвиговых структур аллохтонного Южно-Алтайского мегаблока. В целом имеет ромбоэдрические очертания, контролируемые системой разломов, и северо-западную ориентировку, согласную главному направлению линейаризации мегадинамокластитов вмещающего Южно-Алтайского блока (группы блоков) Холзуно-Чуйской СФЗ, при общей протяжённости около 30 км и ширине до 15 км. Впадина заполнена моренными ледниковыми отложениями с развитием холмисто-грядового ледниково-аккумулятивного рельефа.

Холмы и гряды имеют высоты до 10–15 м, возвышаясь над впадинами, обычно занятыми многочисленными озерами. Развита моренные валы, чередующиеся с широкими пространствами равнинного рельефа флювиогляциальных и лимногляциальных образований.

Платформенные впадины на листе М-45 представлены небольшим южным фрагментом Предалтайской равнины Бийско-Барнаульской впадины на крайнем северо-западе рассматриваемой территории. *Бийско-Барнаульская впадина* на сопряженной территории представляет собой крупный фрагмент кайнозойского платформенного осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. В северо-западной пограничной части листа М-45 на юге отложения впадины отграничены от горных сооружений Алтая крупным неотектоническим уступом («фас» Алтая). По данным бурения и гравиметрической съемки, палеозойский фундамент Бийско-Барнаульской впадины характеризуется неоднородностью, в ее основании фиксируется наличие блоков и линз континентальных мезозойских отложений, в отдельных случаях достигающей значительной мощности (до нескольких сот метров), с размывом залегающих на породах палеозойского фундамента и с размывом перекрывающихся чехольным плитным комплексом мела–квартера. Палеоген-неогеновые отложения в предгорьях Алтая представлены пестроцветными образованиями верхнеолигоцен-среднемиоценовой крутихинской свиты с кварцевыми песками, железистыми песчаниками, галечниками, каолиновыми глинами.

Отложения неогена Бийско-Барнаульской впадины представлены существенно глинистыми образованиями средне-верхнемиоценовой таволжанской свиты, в предгорьях Алтая и Салаира замещающейся глинистыми с гипсом, карбонатными и железо-марганцевыми конкрециями рубцовской свиты мощностью до 80 м, несогласно залегающей на крутихинской свите и породах палеозоя, еще выше повсеместно развиты глины павлодарской, новостаничной и горькоозерной свит, песками кулундинской свиты. В основании четвертичного комплекса в пределах Бийско-Барнаульской впадины, включающей территорию Предалтайской равнины, залегают озерно-аллювиальные отложения (глины, лессовидные суглинки, в нижней части – пески) эоплейстоценовой кочковской свиты и имеющие самые значительные по площади (из всех подразделений мезо-кайнозойского возраста) выходы на дневную поверхность впадины полигенетические отложения ниже-среднеолейстоценовой красnodубровской свиты мощностью до 150 м, состоящей из глин, суглинков, лессов, лессовидных суглинков и супесей, реже песков и погребенных почв. Выше залегают аллювиальные пески, супеси и суглинки (мощностью до 50 м) ложбин стока высокой (бийской) террасы мощностью до 60 м, выделенные как средне-верхнеплейстоценовая большеереченская свита, верхнеплейстоценовые аллювиальные существенно песчаные отложения четвертой (до 40 м), третьей (20–40 м), второй (8–25 м) и первой (10–26 м) надпойменных террас (соответственно бехтемирской, енисейской, талицкой и песчанской) и голоценовые аллювиальные отложения пойменной террасы (до 25 м), представленные разнозернистыми песками с гравием и галькой, супесями и суглинками. В предгорьях (в области денудационной равнины) и в низкогорной части Алтая широким развитием, главным образом на выположенных

склонах и водоразделах пользуются пролювиально-делювиальные и покровные лессовидные суглинки неоплейстоцен-голоценового возраста.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Мозаичная и чешуйчато-блоковая структура района сформирована в результате длительных многоэтапных знакопеременных преимущественно горизонтальных сдвиговых и сдвиго-надвиговых перемещений. При этом, среди многочисленных разноранговых и разноориентированных разрывных нарушений можно выделить структурообразующие разломы различного времени заложения: раннепалеозойские, среднепалеозойские, позднепалеозойско-мезозойские, разломы неотектонического этапа.

Каракольско-Кадринско-Курайская сутура в современной тектонической структуре региона разделяет Бийско-Катунскую и Уймено-Лебедскую СФЗ.

Каракольский разлом подновлен в девоне и позднем палеозое–мезозое как левый сдвиг. Характеризуется развитием линейаризованного автокласического меланжа, зон милонитов и динамосланцев мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров и более. Породы баратальской серии и едиганской свиты в зоне данного разлома интенсивно кливажированы, разлинзованы и окварцованы. В зоне разлома по терригенным породам раннекебрийской убинской свиты развиты метаморфические сланцы серицит-хлоритового и кварц-альбит-серицитового состава с параллелизацией первичной слоистости и кристаллизационной сланцеватости, по долеритам нырнинского и позднедевонского сумульгинского комплексов – альбит-эпидот-амфиболовые динамосланцы, что свидетельствует о позднедевонском или позднепалеозойском времени основного этапа динамометаморфизма [264]. В зоне разлома фиксируется присутствие слабодеформированных даек долеритов и лампрофиров предположительно терехтинского комплекса пермо-триаса (Ишинский дайковый пояс). В поле остаточных аномалий силы тяжести очень отчетливой гравитационной ступенью выделяется северная часть Каракольского разлома, в магнитном поле он фиксируется широкой градиентной зоной и цепочкой линейных отрицательных аномалий.

Кадринский разлом представляет собой систему крутопадающих левосдвиговых и взбросо-сдвиговых разрывных нарушений с широким развитием динамокластитов и динамометаморфических образований. Зона Кадринского разлома в верховьях притоков Большой Сумульты (реки Кызылтобрак, Аксагызкан, Карасазкан) имеет мощность до 1,5–2 км, характеризуется линзовидно-блоковым внутренним строением и развитием альбит-эпидот-актинолитовых и серицит-хлоритовых сланцев, порфиритоидов и бластомилонитов, прорванных дайками долеритов позднедевонского сумульгинского комплекса [353]. В полях силы тяжести зона разлома хорошо трассируется серией гравитационных ступеней, в магнитном поле ему соответствует градиентная зона, а на высотных аэрофотоснимках Кадринский разлом хорошо выделяется в виде полосы шириной до 2 км. Амплитуда горизонтальных перемещений по Кадринскому разлому оценивается в несколько десятков километров.

Курайский разлом является юго-восточным продолжением Кадринской зоны разломов. Для разлома характерно наличие фрагментов деформированных надвигов в отложениях Баратальского блока, присутствие гипербазитов (Чаган-Узунский массив) и развитие метаморфических пород высоких давлений глаукофан-эклогитовой фациальной серии, развитие серпентинитового, автокластического меланжа и динамометаморфических породных ассоциаций в главной и оперяющих зонах разлома. В современной тектонической структуре Курайский разлом характеризуется доминированием левосдвиговой кинематики со значительными амплитудами горизонтальных перемещений. В региональном магнитном поле данный разлом выражен резкой градиентной зоной с развитием слабодифференцированных слабоинтенсивных широких отрицательных аномалий в Баратальском блоке. В гравитационном поле фиксируется субпараллельными широкими гравитационными ступенями.

Южно-Терехтинский разлом субширотного простирания разделяет метаморфические образования Коргоно-Терехтинской и раннепалеозойские флишюиды Холзуно-Чуйской зон. Правый сдвиг-надвиг сопровождается мощной зоной офиолитового и полимиктового меланжа (с глыбами серпентинитов, габброидов, базальтов, водорослевых известняков, кварцитов). Четко прослеживается в геофизических полях и на космоснимках.

Телецкий разлом субмеридионального простирания разграничивает структуры Алтае-Кузнецко-Северосаянской и Алтае-Саяно-Тувинской складчатых систем. Отчетливо фиксируется в геофизических полях и представляет собой тектоническую зону линзовидного строения мощностью до 1–2 км с интенсивно проявленными процессами линейаризации и флюидизации, характеризующаяся широким развитием чередующихся зон катаклазитов, милонитов, бластомилонитов, порфиритоидов, тремолитовых и серпентинитовых сланцев. Отмечаются графитизация, лиственитизация и оталькование [205], серпентинитовый, полимиктовый и автокластический меланж.

Куртушибинский, Саяно-Тувинский, Шуйский разломы – субширотные тектонические швы (офиолитовые пояса), маркируемые телами гипербазитов актовракского комплекса, серпентинитового и полимиктового меланжа, зеленосланцевых пород соответственно Куртушибинского и Западно-Тувинского (Шуйского) офиолитовых поясов. Для них характерно широкое развитие меланжево-олистостромовых комплексов, закартированных в ходе предшествующих работ как аныякская, алтынбулакская и сютхольская свиты.

Чарышко-Терехтинский разлом разграничивает Салаиро-Алтайскую и Монголо-Алтайскую складчатые системы и представляет собой систему крутопадающих правосдвиговых разрывных нарушений субширотно-северо-западной ориентировки и значительной (до первых сотен километров) суммарной амплитудой горизонтальных перемещений. В зоне приразломного смятия породы интенсивно рассланцованы с образованием плейчатости и гофрировки и подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям с формированием жильных зон с сульфидной полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией [150, 401]. По данным А. И. Родыгина [205], в районе р. Кастахты Чарышко-Терехтинская зона разломов под острым углом срезает складчатые структуры метаморфических сланцев терехтинского

комплекса Терехтинской СФЗ и состоит из ряда неоднократно подновлявшихся сместителей, оконтуривающих линзовидные блоки, сложенные мраморизованными известняками силура. Динамометаморфические породы представлены очковыми милонитами и ультрамилонитами, внешне похожими на рассланцованные туфы и черные глинистые сланцы куратинской свиты, слагают линзовидные и пластообразные тела при общей мощности зоны не менее 0,7 км. В полосе до 1,5–2,0 км фиксируется развитие тектонических брекчий, милонитов, складок волочения и динамосланцев, а также мощных (до 300 м) зон крупноблоковых брекчий и гидротермально-метасоматических изменений.

Алтайский (Берельский) разлом представлен системой крутопадающих разрывных нарушений (кливажных швов) северо-западной ориентировки преимущественно правосдвиговой кинематики. В зоне разлома присутствуют тектонические линзы, сложенные серпентинитовым и полимиктовым меланжем, и линзовидные блоки позднекаменноугольных отложений, что может свидетельствовать о его тектонической активности в позднепалеозойско-мезозойское время. На своем юго-восточном продолжении разлом трассируется в пределах массивов молодых гранитоидов зонами дробления и интенсивной трещиноватости.

Ильдугемский разлом (Курайско-Ильдугемская зона разломов) разграничивает южную часть Западно-Саянского мегаблока и погребенные под отложениями Юстыдского прогиба структуры Алтае-Кузнецко-Северосаянской складчатой системы и при этом контролирует размещение приразломных грабенов с отложениями каменноугольного и юрского возраста, что свидетельствует о его реактивации в мезозойское и кайнозойское время.

Шапшальский разлом разделяет Телецко-Чулышманскую и Абакано-Шапшальскую СФЗ. В современном виде представляет собой систему разрывных нарушений северо-западной ориентировки с кинематикой правого взбросо-сдвига с крутым (70–90°) северо-восточным падением сместителей, сопровождающихся мощными (до нескольких километров) кливажными зонами приразломного смятия с формированием динамометаморфических комплексов и гидротермально измененных пород. В юго-восточном крыле зона приразломного смятия захватывает значительную часть Шапшальского гранитоидного массива с образованием апогранитных бластокатаклазитов, бластомилонитов и очковых гранито-гнейсов. Линзовидное внутреннее строение и длительность формирования зоны Шапшальского разлома подчеркивается наличием в ней тектонических линзовидных и пластинообразных блоков пород каменноугольного возраста (Сайгонышские грабены), а также линз и пластин серпентинизированных гипербазитов габбро-перидотитовой формации. Характерной особенностью Шапшальского разлома является его очень четкая проявленность в геофизических полях, особенно в магнитном поле, где ему (зоне приразломного смятия) соответствует резкая градиентная зона и цепь удлиненных высокоинтенсивных положительных аномалий. Он отчетливо виден на космофотоснимках.

Кабак-Тайгинский разлом субширотно-северо-восточного простирания занимает по отношению к вышерассмотренным разломам поперечное положение, срезаясь данными тектоническими зонами, и залечена изомет-

ричным гранитоидным Атуркольским массивом пермо-триаса. Возможно, представляет собой фрагмент древнего сутурного шва, в современной тектонической структуре характеризуется как зона зрелого лозанжа, сложенная линзовидными блоками различных пород, включая тектонизированные тела гипербазитов, раннекембрийских вулканитов, метаморфических пород и девонских карбонатно-терригенных пород. Слагающие зону разломы чаще всего дугообразно, S-образно и волнисто изогнуты с развитием как взбросо-надвиговой, так и правосдвиговой кинематики.

Карахольский разлом разделяет субмеридиональную Абакано-Шапшальскую СФЗ и субширотные структуры Западного Саяна (Центрально-Западно-саянскую, Сютхольскую, Хемчикско-Систигхемскую, Шуйскую, Кобдинско-Монгунтайгинскую СФЗ). Разлом на различных участках проявлен с разной интенсивностью, характеризуется различной и сложной кинематикой и трассируется субмеридионально ориентированными зонами расщепления и динамометаморфизма. В зоне приразломного смятия развита напряженная линейная складчатость и динамокластиты, что четко, долинами рек и озером Кара-Холь подчеркивается в современном рельефе.

Бащелакский разлом на северо-западе листа М-45 входит в Чарышско-Терехтинскую зону разломов как северо-западная ветвь Чарышско-Терехтинского разлома, отделяющая с северо-востока Чарышско-Талицкую от Ануйско-Чуйской СФЗ. Представляет собой сложную систему ветвящихся, в основном крутопадающих, разрывных нарушений преимущественно знакопеременной сдвиговой кинематики. В результате длительного развития и неоднократной реактивации общая мощность зоны интенсивного расщепления, катаклаза, брекчирования, гидротермально-метасоматических изменений с сульфидной медной и золоторудной минерализацией достигает нескольких километров [266].

Сарасинская зона разломов на своем северном отрезке локализует узкий дислоцированный Сарасинский грабен, а на южном — сопряжена с дуговыми системами взбросо-надвигов, определяющими покровно-чешуйчатую структуру Катунского выступа. В целом определяется как правый сдвиг с крупноамплитудным (более 80 км) горизонтальным смещением блоков и крутым падением сместителей на северо-восток [21], но на юго-восточном замыкании возможно преобладание левосдвиговой кинематики. По западной составляющей данной зоны разломов (*Куратинский разлом*) структуры Катунского выступа совмещены с вулканогенными образованиями Куратинского прогиба, в зонах сместителей развиты широкие (до нескольких километров) зоны расщепления, динамометаморфизма и гидротермально-метасоматических изменений.

ТЕКТОНИКА НОВЕЙШЕГО ЭТАПА

Тектоническое развитие Горного Алтая и Западного Саяна в кайнозойе во многом предопределено древним структурным планом, при этом субстратом для развития современных тектонических движений и формирования современной блоковой структуры в рассматриваемом регионе является хрупкая и мощная консолидированная континентальная кора, находящаяся в условиях регионального субгоризонтального сжатия.

На современном этапе своего геологического развития территория Горного Алтая является горно-складчатой структурой блокового типа и представляет собой область преобладающих слабодифференцированных положительных вертикальных движений с возникновением сводово-глыбовых поднятий. Поднятия фиксируются по деформациям мел-эоценовой поверхности выравнивания, имеющей вид изгибов большого радиуса, осложненных смещениями по разломам, и являются главными морфоструктурами региона. К таким структурам, характеризующимся наибольшей интенсивностью воздымания, могут быть отнесены: Южно-Алтайское, Катунское, Тигерекско-Терехтинское, Башелакское, Ануйское, Сумультинско-Курайское и Западно-Саянское сводово-глыбовые поднятия, морфологически выраженные крупными линейными хребтами. Суммарные амплитуды вертикальных движений достигают здесь 2000–3000 м [25, 114]. Меньшей, но преобладающей устойчивой тенденцией к поднятию характеризуются более изометричные Укокский и Башкаусско-Чулышманский межсводовые массивы, а относительной стабильностью или слабым прогибанием – Бертекская, Уймонская, Курайская, Чуйская и Джулукульская впадины (межгорные котловины) с некомпенсированным осадконакоплением, приуроченные к зонам крупных глубинных разломов северо-западного простирания. Процесс горообразования проходил в две стадии: раннюю – олигоцен-миоценовую и позднюю – плиоцен-четвертичную. Сначала формировались крупные изометричные сводовые поднятия и линейно-вытянутые сводово-глыбовые структуры, разделенные обширными, медленно прогибающимися впадинами. Затем – резко выдающиеся сводово-глыбовые поднятия-хребты и глубокие межгорные котловины с некомпенсированным осадконакоплением.

Разрывные нарушения неотектонического этапа в большинстве своем являются активизированными разломами палеозойского фундамента. Подновление древних северо-западных и северо-восточных разломов с преобладанием сдвиговой кинематики и развитие неотектонических субширотных разрывных нарушений с кинематикой взбросо-надвигов и сдвиго-надвигов сформировало современные орографические ступени: Алейско-Саянскую, Семипалатинско-Тувинскую и Терехтинско-Курайскую. Наряду с этим, в связи с субмеридиональной ориентировкой главной оси сжатия локально развиты субмеридиональные структуры растяжения, с которыми, в частности, связано образование грабена Телецкого озера [179]. В целом для неотектонических структур рассматриваемого региона характерна унаследованность докайнозойского деформационного структурного плана [114]. При этом разломы северо-западного простирания приобретали преимущественно правосдвиговую, а северо-восточного – левосдвиговую кинематику, а осложняющие более мелкие морфоструктуры (отдельные горсты, грабены, мелкие блоки) и контролирующие эти формы молодые неотектонические разломы возникали в процессе увеличения степени дифференцированности блоковых движений. Так, например, реактивированным разломом северо-западной ориентировки является Чибитский разлом и его более молодое дугообразное западное ответвление, секущее границы тектонических блоков докайнозойского фундамента, что подтверждается развитием в зонах дробления низкотемпературных гидротермально-метасоматических образований аргиллизитового типа и локализации

ей на его западном продолжении Бедуйского горячего источника минерализованных вод, а примером неотектонического разлома может стать Белокурихинский конседиментационный надвиг и субсогласные с ним субширотные зоны дробления с цеолитовой минерализацией на границе Горного Алтая с Бийско-Барнаульской впадиной.

Неотектонические движения предопределили высокую сейсмичность юго-восточной части территории Горного Алтая и сопредельных площадей Тувы и Монголии. Максимальное количество зарегистрированных землетрясений различных энергетических классов приурочено к зонам Шапшальского, Кадринско-Курайского, Чарышско-Терехтинского (Ташантинского) разломов. Палеосейсмологическими в комплексе с изотопно-геохронологическими исследованиями доказано, что в юго-восточной части Горного Алтая происходили крупнейшие землетрясения интенсивностью на поверхности 9 баллов 200 и 20 лет назад. Последнее такое землетрясение ($M = 7,3$) с эпицентром в районе схождения Карагемско-Ташантинской (Монгольско-Алтайской) и Баратальско-Курайской зон разломов и интенсивностью разрушений на поверхности 9 баллов зарегистрировано 27 сентября 2003 г. в западном борту Чуйской впадины. Его следствия – большое количество сеймотектонических и сейсмогравитационных структур, трещин и разрывов в чехле рыхлых отложений Чуйской, Курайской, Уймонской, Джулукульской котловин. Морфологически сеймотектонические структуры (сейсмозбросы, сеймосбросы) выражены тектоническими уступами – эскарпами высотой до 5 м и протяженными линейными зонами трещиноватости. Сейсмообвальные отложения фиксируются в долинах рек Чуя, Чаган-Узун, Джасатер, Чулышман, Башкаус, Катунь, Абакан, Алаш, Она, Чульча и др. в виде обвальных конусов, реликтов палеопочв в коллювиальных клиньях и т. п. [204].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В качестве основных этапов геологического развития региона могут быть выделены позднерифейско-раннекембрийский океанический, раннекембрийско-раннеордовикский островодужный, раннеордовикско-раннедевонский пассивно-окраинно-континентальный, девонский активно-окраинно-континентальный, каменноугольно-юрский (позднепалеозойско-мезозойский) коллизионный и мезозойско-кайнозойский внутриконтинентальный этапы. В течение каждого из пречисленных этапов развития сформированы соответствующие структурно-вещественные мегакомплексы.

Океанический этап (R_3 – E_1)

Позднерифейско-раннекембрийский океанический этап геологического развития региона включает период формирования структурно-вещественных комплексов океанической коры. Начиная с позднего рифея (в планетарном масштабе, возможно, и ранее) в срединно-океанических зонах спрединга (рифтовых зонах Палеоазиатского океана) происходили базальтовые излияния и формирование комплексов пород офиолитовой ассоциации с базальтовой, гипербазитовой и габбро-перидотитовой формациями (арыджанская свита, аныякская свита, чаганузунский и актоврацкий дунит-гарцбургитовые комплексы, каимские офиолиты и др.). На удалении от зон спрединга в вендское и раннекембрийское время на базальтовом офиолитовом основании шло накопление пелагических терригенных и кремнистых осадков (каимская, алтынбулакская свиты), конгуритов, а в пределах океанических поднятий – отложений кремнисто-карбонатной и известняково-доломитовой формаций (баратальская серия) и сменяющих их по латерали и выше по разрезу отложений кремнисто-карбонатно-глинистой субформации океанических поднятий (едиганская, каянчинская свиты). Последнее подтверждается наличием в данных отложениях силлов и субвулканических тел базальтоидов манжерокского комплекса с петрогеохимическими характеристиками базальтов вулканических океанических островов.

Накопление субмаринных существенно базальтоидных толщ раннекембрийской манжерокской свиты (базальт-трахибазальтовая формация) знаменовало собой стадию формирования вулканических океанических островов, при этом химизм данных базальтоидов, палеогеографическая и палеофациальная обстановка образования позволяют относить их к внутри-

океаническим структурам типа гавайских островов. Таким образом, можно говорить о формировании в раннем кембрии в удаленной от спрединговых центров части океанической плиты внутриокеанических базальт-кремнисто-карбонатных массивов — гайотов (Бийского, Катунского, Аламбайско-Каимского, Баратальского), в современной литературе называемых симаунтами. Наряду с тем, на склонах данных микроконтинентов и во впадинах периокеанического бассейна седиментации продолжалось накопление существенно кремнисто-терригенных песчано-кремнисто-глинистых флишоидных отложений (кучерлинский фациальный ряд свит), при последующих аккреционных процессах формирования Терехтинской аккреционной призмы счешуенных с базальтами океанического основания (кучерлинский базальтовый комплекс). Формирование океанических поднятий и вулканических островов завершалось накоплением отложений известняково-граувакковой формации (шашкунарская свита) и формации рифогенных известняков (чепошская, сарасинская свиты).

Рассматриваемый позднерифейско-раннекембрийский этап развития геологических структур океанического типа по времени перекрываются с раннеостроводужной стадией раннекембрийско-раннеордовикского островодужного этапа, в связи с чем может быть подразделен на досубдукционную и синсубдукционную стадии. В течение первой, наряду со спрединговыми процессами, шло формирование амагматических океанических поднятий, а второй — вулканических островов (в современных координатах — к западу от заложившейся зоны субдукции), образование которых можно связывать с действием мантийных струй и внутриплитных горячих точек (плюма). Последнее могло способствовать и заложению зоны (или зон) субдукции у окраин Сибирского континента при нарастании мощности формирующейся коры океанического типа. Синсубдукционная стадия и океанический этап формирования структур юго-запада АССО в целом завершились аккрецией Аламбайско-Каимского, Бийского и Катунского симаунтов и Кадринско-Баратальского океанического поднятия с энсиматической островной дугой и перескоком зоны субдукции за пределы рассматриваемой территории. Вероятно, в Баратальском блоке Бийско-Катунской СФЗ, в северной части Оройского блока Телецко-Чулышманской СФЗ и в зонах Западного Саяна зафиксированы фрагменты офиолитовых покровов, возникших в результате обдукции офиолитов и локализованного на них кремнисто-карбонатного массива (в Баратальском блоке) на структуры преддугового прогиба и фронтальной вулканической дуги Балхашского (убинская и тыдтуярыкская свиты), Карагольского и Западно-Саянского (малоабаканская толща, устуишкинская серия) фрагментов островодужной системы. В целом, в результате конструктивных процессов данного этапа были в основном сформированы породные комплексы, составляющие основу геологических структур Бийско-Катунской, Аламбайско-Каимской, Телецко-Чулышманской и других СФЗ.

Металлогеническое значение рассматриваемого океанического этапа геологического развития Горного Алтая в целом невелико и в основном определяется первичными стратиформными накоплениями марганца, железа, фосфоритов в удаленных от ареалов вулканизма существенно карбонатных и кремнисто-карбонатных отложениях. Заметный вклад в металлогению данного

этапа вносит позднемагматическое и постмагматическое оруденение, ассоциированное с гидротермально измененными габбро-гипербазитовыми комплексами (хромиты, асбест, магнезит, тальк, нефрит и т. п.).

Островодужный этап (E_1-O_1)

Раннекембрийско-раннеордовикский островодужный этап геологического развития является определяющим в формировании структур салаирско-каледонского фундамента рассматриваемого региона и достаточно определенно подразделяется на две относительно самостоятельные стадии: раннеостроводужную (раннекембрийскую) и позднеостроводужную (среднекембрийско-раннеордовикскую). В результате островодужных процессов данного этапа были в основном сформированы породные комплексы островодужных Уймено-Лебедской, Кондомско-Лебедской и Северо-Саянской СФЗ, геологические структуры аккреционных Аламбайско-Каимской, Бийско-Катунской, Холзуно-Чуйской, Телецко-Чулышманской структурно-формационных зон и зон Западного Саяна.

Раннеостроводужная стадия (E_1) начинается с заложения в начале раннего кембрия (томмотский век) зоны субдукции (или серии кулисообразно расположенных зон субдукции), в современной тектонической структуре на территории Горного Алтая и Западного Саяна зафиксированных соответственно в Сийско-Каракольско-Кадринско-Курайском и Куртушибинском сутурных швах, и субмаринных излияний вулканитов марианит-бонинитовой и низкокалиевой толеит-базальтовой формаций (качакско-садринский, сарысазский, балхашский, карагольский, а на смежной к северо-востоку территории Северо-Саянской СФЗ – нижнемонокский вулканические комплексы) при интенсивной переработке океанической коры в результате рассеянного рифтинга. Далее данные излияния и внедрения сменились активным субаквальным и субэзральным вулканизмом с образованием базальтоидов и риолитоидов спилит-диабазовой и спилит-кератофировой (натровых базальтов – плагиориолитов) формаций и с эволюцией химизма в тех же комплексах, сопровождавшимся и завершавшимся накоплением вулканогенно-осадочных толщ мелководных отложений граувакковой и известняково-граувакковой формаций и формации рифогенных известняков (тырганская, атлинская свиты). В преддуговых прогибах в условиях лавинной седиментации накапливались склоновые отложения флишоидно-граувакковой с олистостромами формации (убинская, тыдтук-ярыкская свиты, малоабаканская толща, ишкинская свита), на склонах глубоководного желоба формировались флишоидно-олистостромовые и турбидитовые толщи (устуишкинская серия, сютхольская свита). В завершающий период раннеостроводужной стадии формирования примитивной энсиматической островной дуги в конце атдабанского века ограниченные по объемам вулканические извержения имели уже преимущественно эксплозивный характер, а вулканиты известково-щелочной серии представляли собой производные андезит-базальтовой формации (верхи сарысазской свиты, атлинская, курайская, верхнемонокская свиты конца раннего кембрия).

Интрузивные образования данной стадии развития островодужных структур представлены массивами пород саракокшинского ряда габбро-плагиогранитоидных серий и комплексов (уйменский, саракокшинский, мештуерьский комплексы), составляющих с покровными вулканическими и субвулканическими образованиями раннего кембрия единые вулкано-плутонические ассоциации: сарысазско-саракокшинскую, балхашско-мештуерьскую. Возможно, к концу данной стадии приурочено становление значительного количества протрузий гипербазитов (формационный тип альпинотипных гипербазитов) и мелких интрузивных тел гипербазит-габбровой формации, приуроченных к аккреционным окраинам и преддуговым прогибам раннекембрийской примитивной островной дуги.

Завершение раннеостроводужной стадии в значительной степени обусловлено аккрецией Бийского и Катунского симаунтов, а также Баратальского внутриокеанического поднятия и Куртушибинско-Шуйской серии офиолитовых покровов с развивающейся островной дугой в результате их столкновения, заклинивания зоны субдукции и заложения новой субдукционной зоны у внешних окраин аккреционных структур со стороны Палеоазиатского океана. Таким образом, в конце раннеостроводужной стадии в обручевское время был сформирован Каракольско-Кадринско-Курайский сутурный шов, Кучерлинско-Терехтинская и Хемчикско-Куртушибинская аккреционные призмы, наследующие местоположение раннекембрийской зоны субдукции. К этому периоду приурочены интенсивные тектонические дислокации, метаморфические и гидротермально-метасоматические процессы воздымающихся участков островодужной структуры, в частности формирование сугульского комплекса тектоногенных кварцитов. К завершающему, аккреционному периоду раннеостроводужной стадии, вероятно, было приурочено и формирование высокотемпературных комплексов эклогит-глаукофановой и кианитовой фациальных серий и соответствующих формаций (балтырганский, чаустинский, терехтинский metabазитовый комплексы), повсеместно пространственно ассоциированных с телами серпентинизированных гипербазитов и пластинами толеитовых базальтов океанического типа. Возможно, уже в это время на значительной части островной дуги развивались процессы зеленосланцевого метаморфизма, более приуроченные к внутренним зонам данной структуры.

Позднеостроводужная стадия (E_2-O_1) характеризует дальнейшее дифференцированное развитие островодужных структур, пространственно и хронологически сопряженное с развитием на смежной территории Салаирской островодужной системы, заложенной в результате миграции (перескока) зоны субдукции на запад-северо-запад (в современных координатах) при аккреции симаунтов предшествующего этапа. В начальный период данной стадии, в среднем кембрии в ряде районов на площади завершившей свое развитие энсиматической островной дуги в задуговой по отношению к Салаирской островной дуге обстановке продолжались вулканические процессы. При этом, в пределах завершившего свое развитие Алтае-Северосаянского вулкано-плутонического пояса накапливались вулканогенно-осадочные толщи с вулканитами известково-щелочной и, возможно, шошонитовой серий андезит-базальтовой формации (среднекембрийский ускуцкий базальт-андезибазальтовый комплекс), пространствен-

но совмещенные с отложениями преддугового прогиба раннекембрийской примитивно-островодужной структуры. Структурно-тектоническая позиция ускуческих вулканитов, преобладание в разрезах свиты мощных пачек осадочных пород (кискинская толща), иногда с пластами кварцевых песчаников и фациями титаноносных морских россыпей, позволяют предполагать их формирование в тыловых частях (возможно, как фаций редуцированного задугового бассейна) Салаирской островной дуги. В дальнейшем, в районах развития ускуческой свиты в мелководно-морских (шельфовых) и прибрежно-морских условиях формировались молассоидные терригенные и карбонатно-терригенные отложения тандошинской, еландинской, кульбичской, чойской и ишпинской свит, что свидетельствует о полном затухании вулканизма на территории Горного Алтая в конце амгинского века. В Бийско-Катунской СФЗ в пределах Алтае-Кузнецкого вулканоплутонического пояса, соответствующего области развития океанических СВК горячих точек, на аккретированных симаунтах среднекембрийский вулканизм характеризовался несколько иной спецификой, отчасти, возможно, унаследованной от магматизма океанического этапа. Развита здесь характерные хромдиопсид-порфиновые базальты и андезибазальты, близкие по составу к вулканитам базальт-трахибазальтовой формации (среднекембрийский усть-семинский комплекс порфириновых базальтов и трахибазальтов), сформированы, вероятно, при участии остаточных расплавов вулканических океанических островов манжерокского типа или за счет подпитки надсубдукционной зоны мантийными струями океанических горячих точек.

В Западном Саяне начало позднеостроводужной стадии приходится на конец раннего кембрия и знаменуется развитием мощных флишоидных терригенных толщ (раннекембрийская кохошская и средне-позднекембрийская каратошская свиты), при этом в нижних частях разрезов фиксируется [283, 375] присутствие тефроидов, гиалокластитов и базальтов (кохошский базальтовый комплекс), геодинамическая природа которых из-за очень слабой изученности остается неопределенной.

Интрузивный магматизм позднеостроводужной стадии на территории листа М-45 развит сравнительно ограниченно, отчасти приурочен к зонам аккреции и пространственно сопровождает среднекембрийские вулканические ареалы, что характерно для мелких интрузивных массивов перидотит-пироксенит-габбровой формации аккреционных блоков Бийско-Катунской СФЗ (барангольский диорит-пироксенит-габбровый комплекс, на смежных территориях Бийского блока — ульменский и сеглебирский комплексы). Более крупные массивы образованы породами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (садринский комплекс), нередко интенсивно метаморфизованными с формированием амфиболитов и диорито-гнейсов. Неопределенное положение в настоящее время имеет предположительно ранне-среднекембрийский габбро-диоритовый таджилинский комплекс Курайской шовной зоны, для которого в последнее время получены девонские датировки изотопного возраста.

В отличие от районов Уймено-Лебедской фронтальной дуги с мелководными условиями осадконакопления, области ее склонов и аккреционных окраин со второй половины среднего кембрия, а в Западном Саяне — с конца раннего кембрия, в последующий период позднеостроводужной ста-

дии характеризовались формированием мощных терригенных флишоидно-турбидитовых отложений горноалтайской серии, осуществлявшимся на склонах аккреционных сооружений фронтальной дуги, преддугового прогиба (Центрально-Западносаянская СФЗ) и остаточного (отмирающего) глубоководного желоба. При этом в центральных частях Бийско-Катунской СФЗ данные отложения характеризовались переходным типом разрезов с олистостромами и крупными олистолитами известняков эдиганской свиты (горноалтайская серия Узнезинского блока) и эродированных отложений среднего кембрия (чибитская и белькенекская свиты Баратальского блока). На востоке территории в Западносаянской и Сютхольской СФЗ Западного Саяна на внешних склонах вулканической дуги и в преддуговом прогибе (вблизи от центров затухающего раннеостроводужного вулканизма) в течение всего кембрия накапливались несколько отличные по составу ритмично-слоистые существенно терригенные толщи кохошской и каратошской свит с присутствием кремнисто-гематитовых сланцев, яшмоидов и вулканомиктовых пород. Таким образом, при том, что устойчивой тенденцией к воздыманию характеризовалась лишь часть островной дуги в северной, присалаирской части современной территории Горного Алтая, на остальной территории региона фиксируется латеральная миграция оси глубоководного бассейна с востока на запад в сторону Палеоазиатского океана. По всей вероятности, в восточной части территории такие условия накопления существовали в зонах Западного Саяна со второй половины раннего кембрия, в Телецко-Чулышманской зоне — с конца раннего до конца позднего кембрия, а в более западных районах внешних склонов аккреционного орогена — до начала тремадока включительно, сменяясь по латерали существенно груботерригенным прибрежно-морским молассоидным осадконакоплением (камлакская свита тремадока). В еще более западных районах Талицкой и Ануйско-Чуйской СФЗ глубоководные условия турбидитовой седиментации сохранялись до аренига, а на смежных территориях (Холзуно-Чуйская, Чарышско-Талицкая СФЗ), возможно, до конца ордовика.

В южной (курайской) части островодужной системы (аккреционного орогена), на удалении от позднеостроводужных сооружений Салаира, среднекембрийский вулканизм проявлен или весьма ограниченно, или полностью подавлен. Вулканиты основного, реже среднего и кислого состава известково-щелочной серии позднеостроводужной стадии в самом начале среднего кембрия фрагментарно фиксируются в верхах разреза кучерлинского фациального ряда свит (верхи сардыминской свиты) и перекрываются мощными толщами терригенно-флишоидных (турбидиты горноалтайской серии) и сменяющих их по латерали олистостромовых отложений. При этом, в олистолитах и олистоплаках среднекембрийской чибитской и средне-позднекембрийской белькенекской свит при отсутствии вулканогенных пород с обилием и составом среднекембрийских вулканитов фиксируются известняки с органическими остатками мундыбашского горизонта, что свидетельствует о преобладающем карбонатном (вероятно, формации рифогенных известняков) осадконакоплением данной стадии в этой части островодужной системы. Среднекембрийский магматизм не фиксируется и в Западном Саяне, но проявлен на севере в сопряженных районах

Кузнецкого Алатау в тылу развивающейся в это время Салаирской островодужной системы.

Важной особенностью островодужного этапа можно считать широкое развитие метаморфических пород как в субдукционно-аккреционной зоне, так и во внутренней зоне островодужной структуры. В первом случае формировались метаморфические комплексы эклогит-глаукофановой и дистен-силлиманитовой фациальной серии (чаустинский амфиболито-кристаллосланцевый, балтырганский эклогит-глаукофансланцевый, уймонский – терехтинский метабазитовый глаукофансланцевый, белокурухинский амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевый и южночуйский кристаллосланцевый комплексы), в дальнейшем в ряде случаев развивавшиеся как полиметаморфические с наложением высокотемпературного метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (барбышский, белокурухинский и южночуйский гнейсово-кристаллосланцевые комплексы). Во втором случае формировались зеленосланцевые метаморфические комплексы кианитовой фациальной серии (башкаусский метабазит-метапелитовый и терехтинский метапелитовый комплексы), на стадии завершающей ордовикской коллизии захватывая, возможно, и внешние склоны аккреционно-коллизионного сооружения (сютольский, кокузекский и, возможно, терехтинский метапелит-зеленосланцевые комплексы). Более локально во внутренних зонах аккреционного орогена развиты породы кианит-силлиманитовой фациальной серии с проявлениями мигматит-плаггиогранитовой формации (кебезенский плаггиогнейсово-амфиболитовый комплекс), обычно, как и в первом случае, формируя зональные полиметаморфические комплексы, образованные в результате ордовикской коллизии по зеленосланцевому субстрату и широко представленные в Телецко-Чулышманской СФЗ курайским амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевым комплексом [24]. Не менее вероятно, что развитие метаморфических пород андалузит-силлиманитовой фациальной серии проходило в более поздний девонский активно-окраинно-континентальный этап развития региона.

В раннем ордовике позднеостроводужная стадия и островодужный этап в целом завершились коллизионными процессами, хронологически согласованными с прекращением вулканизма в Салаирской островодужной системе на сопредельной территории. Сформированный аккреционный ороген испытал инверсию и резкую смену условий осадконакопления с последующей седиментацией в обширном, преимущественно мелководном бассейне материково-шельфового плато в геодинамическом режиме пассивной окраины континента. Возможно, метаморфические процессы данного этапа, завершившие формирование океанического и островодужного структурно-вещественных мегакомплексов, продолжались и далее на протяжении раннего палеозоя, что способствовало их проявлению в качестве гранито-гнейсовых куполов на этапе девонской тектоно-магматической активизации в течение следующего тектоно-магматического цикла.

Металлогения островодужного этапа достаточно разнообразна, что подтверждается наличием месторождений и рудопроявлений разных генетических типов различных полезных ископаемых. Металлогенически профилирующими для островодужных образований можно считать золотоцентрирующие черносланцевые толщи, медно-золото-порфиоровое, золо-

то-скарновое и золото-кварцевое оруденение, а также связанное с ареалами островодужного вулканизма кремнисто-гематитовое оруденение. Интерес представляют высокоглиноземистые сланцы и титаномагнетитовое оруденение в зональных метаморфических комплексах, а также повышенные концентрации никеля, кобальта, хрома, а на соседних территориях АССО и платиноидов в связи с перидотит-пироксенит-габбровыми интрузиями. В целом, формирование первичных накоплений золота, железа, марганца и других металлов в вулканогенно-осадочных толщах и метаморфизованных породах островодужного этапа развития создало определенную металлогеническую базу для формирования промышленно значимого оруденения на последующих этапах тектоно-магматической активизации.

Пассивно-окраинно-континентальный этап (O_1-D_1)

Начало раннеордовикско-раннедевонского этапа, как уже отмечалось, фиксируется сменой условий осадконакопления в связи с прекращением в раннем ордовике (тремадок—арениг) субдукционных процессов у западных окраин Салаирской островной дуги и воздыманием территории в результате коллизии, консолидации и окончательного причленения островодужных сооружений и океанических террейнов к окраинам Сибирского континента. Дальнейшее развитие геологических структур региона осуществлялось при снижении тектонической активности в геодинамическом режиме пассивной окраины континента, а седиментационные процессы протекали на обширном пространстве материково-шельфового плато, открытого на запад в сторону Палеоазиатского океана и представляющего собой, в целом, полифациальный раннеордовикско-среднедевонский бассейн седиментации.

Фациальный набор пород ордовикско-раннедевонского возраста из разрезов Горного Алтая и Западного Саяна характеризует сравнительно мелководные условия седиментации, относящиеся к палеогеографическим обстановкам шельфовых бассейнов. Рассматриваемый бассейн осадконакопления был открытым и характеризовался классическим шельфовым фациальным профилем, элементами которого являются зоны континентального и прибрежного (прибрежная низменность на континенте) осадконакопления, карбонатная платформа и ее внешний, примыкающий к суше (зарифовый бассейн), и внутренний, обращенный в сторону океана, склоны. Такие латеральные фациальные ряды осадков формировались в пассивно-окраинно-континентальном шельфовом бассейне Алтая многократно за его ордовикско-девонскую историю [107].

Таким образом, в ордовике и силуре, в обстановке внешнего склона карбонатной платформы на востоке региона сформированы существенно терригенные с редкими прослоями известняков толщи ордовикской еринатской свиты Абакано-Шапшальской СФЗ и ранне-среднеордовикской стретинской серии серии Уймено-Лебедской СФЗ (тулойская, карасинская свиты), а в обстановке мелеющего прибрежно-морского бассейна — позднеордовикско-силурийской чергакской серии в зонах Западного Саяна и усть-лебедской серии Уймено-Лебедской СФЗ (средне-позднеордовикская

гурьяновская, позднеордовикская чеборская, силурийская точильная свиты), а также силурийские ярышкольская, чеадогимская и тархатинская свиты соответственно Западного Саяна и Холзуно-Чуйской СФЗ. К западу от них формировались терригенные и карбонатно-терригенные отложения среднеордовикской бугрышихинской свиты и среднепозднеордовикской верхнеануйской серии (техтенская и хархаринская свиты) Чарышко-Чуйской СФЗ, а на внутреннем склоне шельфа — флишоидно-терригенные толщи ордовикской бирюксинской свиты Холзуно-Чуйской СФЗ и кремнисто-терригенная толща Слюдянского блока Талицкой СФЗ.

В силуре основная седиментация с формированием раннесилурийских карбонатно-терригенных (чинетинская, полатинская и чесноковская свиты), ранне-позднесилурийских существенно карбонатных (чагырская и куимовская свиты) и позднесилурийских существенно терригенных (черноануйская свита) разрезов была сосредоточена на западе региона в Ануйско-Чуйской зоне рифовых фаций. Последние в начале девона перекрывались вновь карбонатно-терригенными мелководно-морскими отложениями камышенской свиты и, выше, барагашской свиты эмса. На востоке карбонатные силурийские отложения представлены только в онинской свите. Позднее на обширном простанстве центральной и восточной части региона в палеогеографической и фациальной обстановке прибрежной низменности на континенте формировались эмские отложения песчано-галечниковой формации кубойской, каракудюрской, уландрыкской свит, при этом локально, в относительно более глубоководных троговых впадинах закладывающейся тылово-рифтовой области окраины континента шло накопление карбонатно-терригенных осадков (пыжиноозерная, оройская свиты), а значительные площади данной территории представляли собой области размыва.

Наличие проявлений вулканической деятельности на протяжении раннеордовикско-силурийского этапа на рассматриваемой территории не является бесспорным фактом, а районы предполагаемых проявлений вулканизма (ярышкольский андезит-риодацитовый комплекс) слабо изучены в связи со своей труднодоступностью. При этом группа исследователей, в частности С. С. Долгушин, проводивший полевые работы в районе г. Ярышкол, считают развитые там риолитоиды субвулканическими образованиями, скорее всего, девонского возраста. Пассивно-окраинно-континентальный этап в целом характеризуется сравнительно низкой тектонической активностью, но протекающие в начале данного периода коллизионные процессы в связи с причленением к аккреционным окраинам Сибирского континента Салаирской островной дуги на рассматриваемой территории находили свое отражение в продолжающемся метаморфизме, надвигообразовании и активизации крупных разломов, разграничивающих основные фациальные зоны и впоследствии сыгравших роль структурообразующих разломов и конседиментационных ограничителей тафрогенных девонских прогибов. На этом этапе закончилось формирование салаирско-каледонского фундамента, а территория Горного Алтая и Западного Саяна входила в состав молодой платформы, развитой на пассивной континентальной окраине. По данным изотопного датирования, проведенного В. В. Врублевским [50], к началу данного этапа может быть отнесено внедрение мелких

единичных тел позднеколлизионного или постколлизионного сиенит-габбрового с карбонатами комплекса «эдельвейс». Металлогения данного этапа развития региона в основном ограничена возможными накоплениями россыпей монацита, золота, титановых минералов, магнетита, впоследствии послуживших источником рудного вещества при формировании золото-скарнового, скарново-магнетитового, жильного и других типов оруденения.

Завершение раннеордовикско-раннедевонского пассивно-окраинно-континентального (по существу – квазиплатформенного) этапа хронологически сопряжено с началом в эмсе (а в Западном Саяне, возможно, в пражском веке) субдукционных процессов у западных и южных окраин сформированной на пассивной окраине континента молодой платформы, превращением ее в активную конвергентную континентальную окраину андийского типа и связанной с этим структурной перестройкой бассейна осадконакопления. В связи с сильной дифференцированностью последнего верхняя возрастная граница пассивно-окраинно-континентального квазиплатформенного структурно-вещественного мегакомплекса характеризуется диахронностью и проводится по началу активной вулканической деятельности следующего девонского активно-окраинно-континентального этапа.

По мнению ряда исследователей [256], на данном этапе началась активизация тектонических процессов, выразившаяся в заложении разломов северо-западного направления и крупноамплитудных перемещениях в пределах Западного Саяна и Тувы. Вероятно, уже в это время был заложен основной структурный план Западно-Саянского мегаблока с развитием мощных аллохтонных блоков-пластин восток-северо-восточного простирания, являющихся продолжением офиолитовых покровов в составе аккреционной призмы кембрийской островодужной системы Палеоазиатского океана.

Активно-окраинно-континентальный этап (D₁–D₃)

Девонский активно-окраинно-континентальный этап охватывает период активной тектонической и магматической деятельности. В этот период территория современного Горного Алтая представляла собой активную континентальную окраину с широким проявлением процессов вулканизма, интрузивного магматизма и метаморфизма, что выразилось в длительной и интенсивной тектоно-магматической и тектоно-метаморфической переработке уже в значительной степени консолидированного каледонского фундамента и формировании мощной призмы вулканогенно-осадочных отложений соответствующего структурно-вещественного мегакомплекса.

На протяжении эмского, эйфельского и первой половины живетского веков значительная часть территории листа представляла собой область активного субаэрального вулканизма, при этом на западе и на юге формировался широкий вулcano-плутонический пояс (магматическое плато) с развитием полнодифференцированных петрогеохимических серий вулканитов базальт-андезитовой, андезитовой и дацит-риолитовой формаций в целом гомодромной последовательности (ергольский и онгудайский базальт-андезитовые, куяганский риолит-дацит-андезитовый, аксайский и

коргонский трахиандезит-дацит-риолитовые, куратинский и корумкешинский дацит-риолитовые комплексы), сопровождаемых многочисленными дайками и телами субвулканитов. Терригенная составляющая вулканогенно-осадочных разрезов данного этапа и соответствующего структурно-вещественного мегакомплекса в большинстве случаев характеризуется как красноцветная вулканогенная моласса.

В северной и восточной части территории в структурно-формационной зоне тыловых рифтов активной континентальной окраины формировались вулканические комплексы бимодальной петрогеохимической серии повышенной щелочности (кужебазинский риолит-дацит-андезибазальтовый, кендейско-саглинский базальт-риодацитовый, нырнинский риодацит-андезибазальт-базальтовый, саганский трахибазальт-риолит-дацитовый комплексы) как проявления контрастной трахибазальт-трахириолитовой ассоциации и также сопровождающиеся значительным количеством субвулканических и гипабиссальных тел преимущественно в силловой форме. При этом, петрогеохимическая характеристика и геологическое положение инициальных базальтоидов данной зоны позволяет их рассматривать в качестве траппов молодой платформы по классификации В. А. Кутолина [147] или сформированных в рифтогенной обстановке траппов со щелочным уклоном [99].

При рассмотрении в целом девонского магматизма Уймено-Лебедской структурно-формационной зоны тыловых рифтов в составе нырнинско-саганской базальт-риолитовой серии устанавливается сложная гомодромно-антидромная последовательность магматических проявлений. Среди них могут быть выделены базальтоидно-андезитовая эффузивно-эксплозивная и субвулканическая, существенно риолитовая эффузивно-эксплозивно-субвулканическая и завершающая базальт-долеритовая силлово-дайковая стадии магматизма [260]. В Западном Саяне, в современной тектонической структуре представляющем собой аллохтонный мегаблок, серийными легендами [283] зафиксировано более раннее начало магматической деятельности лохков-пражского (кужебазинский риолит-дацит-андезибазальтовый комплекс) или пражско-эмского (кендейско-саглинский базальт-риодацитовый комплекс) уровней, что может быть связано с развитием рифтогенных процессов в конце пассивно-окраинно-континентального этапа или соответственно более ранними активно-окраинно-континентальными надсубдукционными процессами на юге. При этом, современное положение данных вулканитов может объясняться значительными горизонтальными перемещениями Западно-Саянского мегаблока в западном направлении.

Во второй половине живета активность наземного вулканизма резко снизилась, многими исследователями в это время выделяется живетская магматическая пауза, сопровождающаяся карбонатно-терригенным и местами существенно карбонатным осадконакоплением, с характерным комплексом морской чиеловой фауны. В это и последующее время на протяжении живетского, франского и фаменского веков шло накопление существенно терригенных и карбонатно-терригенных отложений в унаследованных и наложенных орогенно-дейтероорогенных прогибах (еловская, малафеевская, улусукская, тайозенская, байгольская свиты, урскульская, ильдугемская, юстыдская, кызылшинская серии). В позднем девоне фиксируется локальная активиза-

ция вулканизма в юго-восточной части площади с формированием вулкани- тов дацит-риолитового кокоринского комплекса с очень ограниченным раз- витием покровных фаций; при этом в отложениях западной части территории в отложениях средне-позднедевонских урскульской серии и еловской свиты на западе листа, позднедевонской байгольской свиты на соседней с севера тер- ритории листа N-45 также присутствуют прослои туфов и туфогенных пород, а на значительной территории развиты дайково-силловые поля позднедевон- ских габбро-долеритовых урскульского, сумульгинского и малоабаканского комплексов. Последние насыщают Онгудайский и Уйменский прогибы, ши- роко проявлены и в породах каледонского фундамента.

Интрузивные образования девонского этапа на стадии активного вул- канизма представлены габбро-гранитоидными породными ассоциациями с последовательным развитием во времени и пространстве с востока на за- пад массивов раннедевонской большепорожско-джойской, ранне-средне- девонской козерской, каракудюрско-кубадринской, катандинско-рахман- ской, югалинско-турочакской и средне-позднедевонской топольнинской габбро-гранитных серий. При этом, самое широкое развитие имеют габ- бро-диорит-гранодиоритовая и гранодиорит-гранитовая формации. На поздней стадии, хронологически сопряженной с началом коллизионных процессов, на значительной территории листа формировались позднеде- вонские харловский граносиенит-монцодиорит-габбровый, усть-беловский габбро-диорит-гранодиоритовый и боровлянский гранодиорит-гранитовый комплексы, а в наиболее удаленной юго-восточной части территории — юстыдский гранит-лейкогранитовый комплекс. В зоне тыловых рифтов внедрялись массивы кызылташского комплекса. Кроме того, в тыловой рифтовой области орогена в пределах Алтае-Кузнецкой (форланд) и Западно-Саянской (хинтерланд) складчатых областей развитой конвергентной окраины гранитоидный магматизм сопровождался ультраметаморфиче- скими и плутоно-метаморфическими процессами с формированием пород андалузит-силлиманитовой фациальной серии и мигматит-гранитовой формации (гранито-гнейсовых куполов плутонометаморфических комп- лексов сиалического профиля), объединяемых в кебезенском и курайском полиметаморфическом комплексах.

Очень характерной особенностью данного этапа является весьма широ- кое развитие гидротермально-метасоматических и автометасоматических об- разований, тесно связанных с активными магматическими и тектоническими процессами. Внутри девонских вулканических прогибов развиты поствулка- нические калишпатофир-аргиллизитовая и альбитит-аргиллизитовая регио- нальные гидротермально-метасоматические формации, несущие золото-се- ребрянную и флюоритовую минерализацию. В связи с тектоническими зона- ми проявлена пропилитовая и березитовая формации — концентраторы золота, урана и ряда других полезных ископаемых. Интенсивный кремнещелочной метасоматоз данного этапа, накладываясь на породы каледонского фундамен- та, изменил петрогеохимические характеристики палеозойских вулканиче- ских образований. Интенсивная тектонизация территории сопровождалась широким развитием различных типов синтектонических метасоматитов — ди- намометаморфических комплексов. Разрывные нарушения играли определя- ющую роль в формировании современной складчато-блоковой структуры ре-

гиона, представляющей собой результат ламинарного сдвигового течения и бифуркации тектонического потока при вовлечении в дислокационный процесс значительных объемов горных пород с различными реологическими характеристиками.

На протяжении этого этапа, в основном, был заложен современный деформационный план и структурно оформлены контуры альпинотипных и германотипных складчатых систем региона. Были в полной мере проявлены дифференцированные крупноамплитудные горизонтальные перемещения по зонам Чарышско-Терехтинского, Каракольского, Курайского и Телецко-Кандатского разломов. Максимальные напряжения с западной ориентировкой тектонического потока фиксируются в пределах Западно-Саянского мегаблока и в его фронтальной части (Телецко-Чулышманская СФЗ), где максимально проявлены ультраметаморфические процессы. Вероятно, в средне-позднепалеозойское время были интенсивно деформированы раннепалеозойские аккреционно-островодужные структуры Западного Саяна с развитием Курайско-Чульчинско-Шапшальской птигмиды (сложной зоны надвигов) и надвиганием Чулышманско-Западносаянской части каледонской островной дуги на Уймено-Лебедскую, в результате чего обе части оказались совмещены, с границей по Курайско-Телецкой шовной зоне.

Этот этап геологического развития региона является наиболее продуктивным на различные типы эндогенных полезных ископаемых, что определяется активным магматизмом и широким развитием гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов. В этот период сформированы многочисленные проявления и месторождения золота, железа, флюорита, полиметаллов и радиоактивных элементов. Так, с ареалами девонского орогенного вулканизма в Коргонском прогибе связано осадочно-вулканогенное кремнисто-гематитовое оруденение, преобразованное в промышленные скарново-магнетитовые месторождения в контакте с син- и посторогенными гранитоидами, а наибольший интерес представляет медно-золотоскарновое оруденение Синюхинского и Топольнинского рудных районов, сформированное в связи с внедрением массивов соответственно югалинского и топольнинского габбро-диорит-гранодиоритовых комплексов. Перспективными можно считать объекты золото-серебряного и золото-кварцевого оруденения, связанного с формированием вулканоплутонических и очаговых структур (Чуринское проявление).

Коллизионный и постколлизионный этапы (C_1 —J)

Каменноугольно-юрский коллизионно-постколлизионный (дейтероорогенный) этап охватывает значительный период континентального развития региона и включает позднепалеозойскую (собственно коллизионную), позднепалеозойско-раннемезозойскую (позднеколлизионную) и мезозойскую рифтогенную (постколлизионную) стадии. Начало данного этапа хронологически сопряжено с завершением активной магматической деятельности и структурной перестройкой в абышевском веке в связи с прекращением субдукционных процессов и закрытием Палеоазиатского оке-

ана к западу от рассматриваемой территории. Как и на предыдущем девонском активно-окайно-континентальном этапе, в этот период сохранился активный тектонический режим и продолжились крупноамплитудные крупноблоковые горизонтальные перемещения, сопровождаемые плутоно-метаморфическими, динамометаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами герцинского тектоно-магматического (тектоно-метаморфического) цикла.

На начальной стадии этапа, захватывающей частично абышевский век позднего девона, процессы седиментации проходили в условиях мелководного, но обширного морского бассейна, захватывающего всю западную часть рассматриваемой территории, где формировались карбонатно-терригенные молассовые отложения черемшанской свиты. На востоке и на юге в изолированных приразломных прогибах (Текелинская, Беркойринская, Сайгонышская, Моген-Буренская впадины, Чейбеккольский прогиб) шло накопление пестроцветных пеплово-терригенных (раннекаменноугольная сыгынсугская свита) и существенно терригенных угленосных (раннекаменноугольная артолыкская свита, среднекаменноугольная узунтыдтугемская свита, позднекаменноугольная кызылташская свита) отложений. На последующих стадиях осадконакопление имело еще более локальный внутриконтинентальный (платформенный) характер в условиях пролювиально-аллювиальных и аллювиально-озерных равнин, заболачивающихся водоемов и болот и представлено угленосной терригенной молассой (позднетриасовая пыжинская свита, раннеюрские яхансоринская и аржанская свиты).

Интрузивные образования этого этапа представлены позднеколлизионными и постколлизионными формациями гранитоидов S- и A-типа, образующих как отдельные небольших размеров массивы и штоки (позднепермско-раннетриасовый атуркольский гранитовый, раннетриасовые латитовые айский сиенит-граносиенит-лейкогранитовый, теранджикский гранит-граносиенит-монцоидиоритовый и тархатинский граносиенит-монцоидиоритовый комплексы), так и крупные ареалы, что характерно для северо-западной, западной и южной части территории листа М-45 и сопряженных районов (позднепермско-раннетриасовые белокурухинский и синюшинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовые, раннеюрский чиндагатуйский гранит-лейкогранитовый комплексы), а также дайковыми поясами зон крупных региональных разломов (позднепермско-раннетриасовый терехтинский габбро-долеритовый, мезозойские чуйский лампрофировый и прителецкий редкометалльно-пегматитовый комплексы). Еще более локально, в виде мелких штоков и даек проявлены раннеюрские интрузивные комплексы повышенной щелочности: алахинский комплекс редкометалльных гранитов и восточнокалгутинский комплекс литий-фтористых лейкогранитов.

На поздней мезозойской рифтогенной (постколлизионной) стадии контрастность и интенсивность их увеличивается, при этом активизируются древние, в том числе позднепалеозойско-раннемезозойские разломы, что способствовало совмещению ареалов юрского дайкового магматизма с позднеколлизионными долеритовыми дайковыми поясами в ремобилизованных зонах разрывных нарушений преимущественно северо-западного и

субмеридионального простирания и в узлах их пересечений. Наиболее интенсивно в позднепалеозойское и мезозойское время (но менее, чем в девоне) тектонические процессы были проявлены на западе территории в Салаиро-Алтайской надвиго-складчатой системе и в зоне Чарышско-Терехтинского разлома в связи с развитием герцинских структур Обь-Зайсанской складчатой области. В структурах Горного Алтая фиксируются крупноамплитудные горизонтальные перемещения. Тектонический поток на северо-западе региона (Салаиро-Алтайская система) был направлен на юго-восток, а в южной его части (Монголо-Алтайская складчатая система) — на северо-запад, что предопределило правосдвиговый характер Чарышско-Терехтинской зоны разломов. Менее интенсивно при западной и запад-северо-западной направленности тектонического потока при снижающейся его интенсивности тектонические движения на данном этапе протекали в Западно-Саянском мегаблоке, в целом, в позднепалеозойско-мезозойское время играющего роль хинтерланда в тылу формирующегося Горноалтайского орогена.

Минералогия каменноугольно-юрского этапа, так же, как и предыдущего девонского, характеризуется промышленно-экономической значимостью и разнообразием. С массивами редкометалльных и литий-фтористых гранитоидов и развитыми по ним альбититами сопряжено редкоземельное и редкометалльное, преимущественно вольфрам-молибденовое оруденение грейзенового, скарново-грейзенового и кварцево-грейзенового типа, в экзоконтактах слабоэродированных массивов лейкогранитов известны ареалы грейзенизированных пород с шеелитовым оруденением. Большое количество полезных ископаемых (золото, серебро, ртуть, редкие металлы, редкие земли, флюорит и др.) ассоциировано с дифференцированными юрскими дайковыми комплексами и парагенетически связанными с ними широко развитыми гидротермально-метасоматическими образованиями: березитами, альбититами, лиственитами, аргиллизитами. Установлено [29, 177], что в качестве рудоносных формаций для мезозойского эпитептермального оруденения выступали геохимически специализированные осадочные и вулканогенно-осадочные структурно-вещественные комплексы или месторождения различного генезиса, сформированные в длительный период на протяжении предшествующих этапов развития региона.

Внутриконтинентальный этап (К—Q)

Позднемезозойско-кайнозойский этап геологического развития территории листа М-45 совершенно определенно подразделяется на две стадии: мел-эоценовую платформенную и кайнозойскую возрожденных гор. Начало данного этапа и его ранней (платформенной) стадии обусловлено резким снижением тектонической активности и стабилизацией платформенного режима. На протяжении мела и раннего палеогена на фоне общего медленного сводового поднятия тектонические деформации носили локальный и малоамплитудный характер, а осадконакопление было сосредоточено в долинах рек и озерных котловинах. Основной особенностью данной стадии является пенепленизация территории с развитием интенсивного

корообразование и формирование площадных и линейных кор выветривания каолинового и латеритного типа, сохранившихся в настоящий момент только фрагментарно на севере региона и в фундаменте межгорных котловин следующей стадии развития. В течение сантонского века произошла мощная ингрессия Западно-Сибирского моря в пределы Горного Алтая, с формированием терригенных отложений, фрагментарно сохранившихся в тектонических клиньях в западном обрамлении Чуйской межгорной впадины (Зыкин, Лебедева, Буслов и др., 1999).

Кайнозойская неорогенная стадия характеризуется более интенсивным некомпенсированным осадконакоплением в крупных межгорных котловинах (Уймонская, Чуйская, Джулукульская и др.), заложенных и развивающихся в результате активизации дифференцированных тектонических движений на фоне общего сводового поднятия территории. Отложения межгорных котловин представлены разнообразными осадками глинистой, железисто-карбонатной (олигоцен), сульфат-карбонатной и красноцветной карбонатной (миоцен), а в более позднее время (плиоцен) — сероцветной полифациальной грубообломочной молассы, травертинами голоценового возраста. В неоплейстоцене регион неоднократно подвергался оледенениям, сопровождавшимся накоплением флювиогляциальных, лимногляциальных, моренных отложений, осадков катастрофических потоков и конусов выноса. Голоценовые отложения представлены разнообразными речными, озерными и склоновыми осадками. На протяжении кайнозоя в результате дифференцированных сводово-глыбовых поднятий при активизации древних и заложении новых разломов с вертикальными амплитудами перемещений до 2 км и более был сформирован современный горный рельеф рассматриваемого региона. В юго-восточной, центральной и восточной части региона сохранились многочисленные следы палеосейсмических дислокаций и сейсмогравитационных форм рельефа и накопленных со времени последнего крупного землетрясения (27.09.2003 г.), достигшего 9 баллов на поверхности в районе эпицентра в узле сочленения крупнейших разломов — Чарышско-Терехтинского, Курайского и Баратальского.

Минерагенический потенциал данного этапа на рассматриваемой территории в целом невысок, но заметен в связи с образованием проявлений железа и марганца, каолиновых глин, огнеупоров, карстовых россыпей золота, связанных с мел-эоценовыми корами выветривания, цеолитовой минерализации и минерализованных вод в зонах неотектонических разломов. С кайнозойской стадией связано формирование аллювиальных россыпей золота и редких металлов, а в олигоцен-миоценовых отложениях Чуйской котловины (талдыдюргунская свита) известны небольшие месторождения бурых углей.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Горная область Алтая занимает практически всю территорию листа М-45 и лишь у северной рамки листа сменяется возвышенной Предалтайской равниной, у восточной границы – горным сооружением Западного Саяна. В пределах листа М-45 выделяются Южный, Центральный, Северо-Западный и Северо-Восточный Алтай [58].

Южный Алтай – продолжение мощных хребтов Монгольского Алтая. От пограничного горного узла Табын-Богдо-Ола (4356 м) на территорию России протягиваются его северные склоны и склоны хр. Южный Алтай. Эти хребты по характеру деформации древней поверхности выравнивания рассматриваются как блоки-горсты. Для этой области характерен высокогорный ледниковый аккумулятивный и экзарационный, и эрозионный рельеф с преобладающими абсолютными высотами 2800 м и относительными превышениями до 1000 м.

Центральный Алтай составляют самые высокие хребты горной системы, имеющие субширотное простирание: Катунский (4506 м), Южно-Чуйский (3936 м) и Северо-Чуйский (4177 м), которые несут значительное современное оледенение, соответственно и рельеф их имеет ярко выраженный альпийский характер. К югу от главных хребтов Центрального Алтая лежит система плато и массивов со сложным эрозионным и аккумулятивно-экзарационным ледниковым рельефом и фрагментами древнего пенеplена. К северу от Катунского и Чуйских хребтов находится система межгорных впадин – Чуйская, Курайская, Катандинская, Уймонская, Абайская, которые по системе долгоживущих глубинных и региональных разломов отделены от хребтов. В этих котловинах широко развиты аккумулятивные типы и формы рельефа, осложненные эрозионно-денудационными грядами и выходами палеозойских пород. Еще далее к северу расположены хребты северо-западного простирания – Курайский (3412 м), Айгулакский (2752 м) и Теректинский (2926 м) с выровненными пенеplенизированными вершинными поверхностями. Центральный Алтай по границе с Монголией ограничивают хребты Сайлюгем (3499 м) и Чихачева (4029 м). На Сайлюгеме широкая вершинная поверхность пенеplенизирована, а в рельефе преобладают эрозионные формы. Хребет Чихачева состоит из нескольких отдельных массивов и отличается сочетанием ледниково-экзарационных (в центральных поднятиях) и ледниково-аккумулятивных (в долинах и на уплощенных водоразделах) типов и форм рельефа.

Северо-Западный Алтай. Высоты в его пределах значительно ниже, чем в Центральном. По периферии хребты и гряды поднимаются чуть выше отметок 1000–1200 м. От Предалтайской равнины к югу и юго-востоку вы-

соты ступенчато увеличиваются до 2500 м, здесь появляются ледниковые формы рельефа. Северо-Западный Алтай состоит из средневысотных хребтов, главным образом северо-западного простирания (Холзунский, Башелакский, Ануйский, Чергинский, Семинский), веерообразно отходящих от хребтов Центрального Алтая. В большинстве своем это плосковерхие массивы зачастую с хорошо сохранившимися крупными фрагментами мелпалеогенового пенеплена и древней гидросети. Склоны их изрезаны широкими разработанными речными долинами, многие из которых имеют в верховьях экзарационный облик. В западном и северо-западном направлении хребты снижаются и обрываются к Предалтайской равнине неотектоническим уступом высотой до 350 м, образуя так называемый «фас Алтая». На стыке Семинского, Теректинского и Башелакского хребтов расположена Канская котловина, представляющая собой систему ветвящихся в разные стороны широких (до 10 км) плоских заболоченных долин, разделенных невысокими грядами.

Северо-Восточный Алтай ограничен хребтами Семинским, Айгулакским, Курайским, Чихачева и Шапшальским, а на севере он граничит с Салаирским кряжем и Горной Шорией. От Айгулакского хребта на север веерообразно расходятся средневысотные хребты Куминский, Иолго, Сумультинский, Тонгош и Алтынту, несущие четкие следы воздействия бывшего оледенения, расчлененные карами и глубокими трогами. В северном направлении они постепенно снижаются и выклиниваются. Айгулакский хребет крутым тектоническим уступом высотой 300 м обрывается на северо-восток к уплощенной поверхности, известной под названием Озерная котловина или Сорлукульский ледоём, которая еще в позднем неоплейстоцене была заполнена огромными массами льда.

В междуречье Башкауса и Чулышмана расположено Улаганское плоскогорье, северный и южный края которого подняты до 3000 м, а в средней части оно снижено до 2500 м. Северо-восточный склон его круто обрывается в глубокий трог Чулышмана, а юго-западный полого наклонен к долине Башкауса. Между долиной Чулышмана и Шапшальским хребтом находятся высокие массивы Чулышманского нагорья, поднимающиеся до 3100 м и разделенные глубокими широкими долинами Шавлы и Чульчи. Улаганское плоскогорье и Чулышманское нагорье несут экзарационные и аккумулятивные следы мощного покровного оледенения. К юго-востоку от Чулышманского нагорья, между Шапшальским хребтом, массивом Монгун-Тайга и отрогами хр. Чихачева расположена обширная высокогорная Джулукульская котловина с отметками дна 2000–2200 м. Ее днище осложнено многочисленными останцовыми грядами палеозойских пород и обширными и мелкими котловинами современных озер. В ней сохранились, хорошо выраженные в рельефе, многочисленные ледниково-аккумулятивные формы, свидетельствующие о сравнительно недавнем заполнении котловины активным льдом. Шапшальский хребет вытянут в северо-западном направлении и обладает резко выраженным альпийским рельефом. Его вершины поднимаются выше 3000 м (до 3500 м).

Докайнозойский структурно-тектонический план территории имеет довольно четкое выражение в рельефе. Он отражается в расположении и особенностях основных современных морфоструктур первого и второго

порядка, наиболее крупных орографических единиц, кратко охарактеризованных выше. Эти морфоструктуры полностью или частично унаследованно развиваются в пределах древних палеозойских структурно-формационных зон или блоков. Южно-Алтайский, Катунский, Теректинский, Иолго-Курайский, Шапшальский и другие хребты — крупные поднятия, разделенные межгорными впадинами и относительными понижениями рельефа. Эти понижения представляют собой относительно слабо переработанные неотектоническими движениями участки древнего пенеплена. Исходные морфоструктуры низких порядков осложнены и зачастую сильно затушеваны наложенными экзогенными процессами и неотектоническими движениями. В пределах разновысотных неотектонических блоков (морфоструктур) с разной интенсивностью проявлены различные типы экзогенного рельефа.

Структурный рельеф отражает неотектонические и унаследованные нарушения, выраженные протяженными крутыми прямолинейными и дугообразными в плане склонами речных долин, хребтов и массивов, разделяющих блоки с различной тектонической активностью. Структурные склоны, имеющие преимущественно северо-западное и субширотное направление, представляют собой неотектонические взбросы, взбросо-сдвиги и надвиги, разбивающие основные морфоструктуры на серию диагональных ромбо- и трапециевидных взбросо-сдвиговых блоков, с перекосом вершинных поверхностей в сторону, противоположную от фронтального взброса. Общее направление тектонического сжатия — субмеридиональное. Правосторонние неотектонические сдвиги вдоль фаса Алтая подчеркиваются коленообразными смещениями долин III—IV порядков и превышают 1—2 км. В неотектонический этап произошло погружение палеозойского фундамента прилегающей к фасу Алтая равнины и его перекрытие мощной толщей олигоцен-четвертичных отложений. Начало неотектонического этапа фиксируется здесь отложениями крутихинской свиты, а в Чуйской и Курайской впадинах — карачумской свиты, но максимальные дифференцированные движения приходятся на неоген-четвертичное время.

На современном этапе наиболее активными разломами, выраженными в рельефе, по которым происходят значительные тектонические подвижки, сопровождаемые очень сильными (6—10 баллов по шкале Рихтера) землетрясениями, являются Белокурихинский, Башчелакский, Курайский, Чарышско-Теректинский, Телецкий и ряд других. К примеру, по Башчелакскому разлому фиксируются неоплейстоцен-голоценовые горизонтальные сдвиги: горные отроги и долины I—II порядков смещены с амплитудой 100—200 м, а контуры пойм — на 30—40 м. По Белокурихинскому разлому прилегающая часть Рубцовской структурной террасы опущена на 130—240 м, а величина горизонтального надвигания фаса Алтая на олигоцен-эоплейстоценовые отложения Предальтайской равнины составляет не менее 200 м.

Структурно-денудационный рельеф выражен крутыми, отпрепарированными денудацией, слаборасчлененными склонами интрузивных тел, их приконтактовых ороговикованных зон, древних вулканических покровов. Отпрепарированные интрузивные тела представляют собой четко выраженные в рельефе морфоструктуры центрального типа — купольные и кольцевые, изометричной формы диаметром от 1—5 до 15—20 км. Кольцевые

морфоструктуры обычно формируются на мезоабиссальных гранитоидных плутонах, например, Атуркольская над Атуркольским пермо-триасовым интрузивом. В рельефе они представляют собой изометричные слаборасчлененные выположенные понижения, подчеркиваемые центростремительным рисунком гидросети и обрамленные резко выраженными дугообразными грядами. Последние сложены экзоконтактовыми ороговикованными породами, возвышающимися над центральными понижениями на 150–200 м. Депрессионное положение крупнозернистых гранитов в рельефе обусловлено их меньшей устойчивостью к выветриванию по сравнению с роговиками экзоконтактовых зон. Купольные морфоструктуры пространственно связаны с лакколито- и штокообразными гипабиссальными и субвулканическими гранитными интрузивами и в рельефе представлены изометричными в плане возвышенностями с превышениями 200–400 м, подчеркиваемыми центробежным рисунком гидросети. Денудационная устойчивость интрузивных тел в купольных морфоструктурах выше, чем у крупнозернистых гранитов кольцевых морфоструктур. В рельефе эти структуры выражены положительными формами, что связано, по-видимому, не только с пассивной устойчивостью гранитов к выветриванию, но и с активным тектоническим «всплыванием» гранитоидных тел.

Различия вершинного поля территории в основном определяются дифференцированными неотектоническими движениями. Селективная денудация неоднородных по структуре и литологии толщ находит отражение в микрорельефе. Перегибами склонов, уступами куэст, небольшими локальными возвышениями или понижениями подчеркиваются выходы пластов горных пород, зон дробления и рассланцевания. В условиях степного низкогорья на севере территории особенно четко выделяются в рельефе мощные тела известняков, кремнистых пород и песчаников.

В условиях эрозионно-денудационного, экзарационного среднегорья и высокогорья складчатые структуры в мезо- и микрорельефе выражены хуже, чем в низкогорье, что обусловлено большой энергией рельефа и скоростью денудации, разрабатывающей не столько литологические контакты, сколько дизъюнктивы и зоны трещиноватости, совпадающие по направлению с максимальными уклонами граней склонов. Если в низкогорье большое значение в деструкции имели элювиальные и эоловые процессы, то в высокогорье резко преобладает эрозия и гравитационный снос. Направления перемещения обломочного материала в этих условиях задаются прежде всего крутыми уклонами местности.

Эрозионный рельеф представлен крутыми (30–70°) склонами высотой 10–500 м, развитыми в нижней части бортов речных долин II порядка и выше. Эти склоны прямолинейны, дугообразны, иногда трапециевидны. Их микрорельеф обусловлен трещиноватостью и литологией пород. Они испещрены рытвинами и нишами отрыва, у подножий зачастую прикрыты щебнисто-глыбовыми обвально-осыпными шлейфами. Основной особенностью пространственного размещения эрозионных склонов в долинах II–IV порядка является их приуроченность к бортам южной и западной экспозиции. Это следствие интенсивного осадконакопления на подветренных склонах долин, которое постоянно отжимало водоток к противоположным бортам, вызывая интенсивную боковую эрозию последних. В крупных до-

линах экспозиция эрозионных склонов такого значения не имеет. Свежие эрозионные подмывы размещены согласно плану меандрирования долин. Выпуклые по отношению к набегавшему потоку дуги долинных меандров подмыты эрозией, тогда как вогнутые, находящиеся в зоне эрозионной тени, сохраняют свои террасовые комплексы. Сужения речных долин несут следы эрозионного подмыва на обоих бортах. В Южном Алтае этот тип рельефа отличается значительной густотой и глубиной расчленения, что объясняется очень высокой энергией рельефа. V-образные долины, врезанные на большую глубину (800–1500 м), разделены узкими гребневидными водоразделами. Верхние части многих долин расположены в пределах развития альпийского рельефа и преобразованы в трогии. Встречаются глубокие каньонообразные долины с очень крутыми скалистыми бортами. Верхняя часть эрозионных склонов долин зачастую примыкает к фрагментарно сохранившимся плиоценовым террасам и долинным педиментам, а потому возраст их в целом определяется как четвертичный.

По западной и северо-западной периферии Чуйской котловины в полях развития поздненеоплейстоценовых озерно-ледниковых отложений и выходов на дневную поверхность палеогеновых и неогеновых глин на пологих склонах развит поздненеоплейстоцен-голоценовый эрозионный расчлененный рельеф типа бедлэнд, относительные превышения в котором не более 20–30 м.

Экзарационный рельеф сформировался в результате рельефообразующей деятельности четвертичного оледенения и развит в среднегорной и высокогорной зонах. Он приурочен не только к долинам, но и к поверхностям уплощенных водоразделов, плато и плоскогорий, где представлен нивально-ледниковыми и ледниковыми карами и цирками, самые нижние и древние из которых расположены на высотах не более 1000–1200 м. Характерны карлинги, широкие и глубокие троговые долины протяженностью от первых километров до 100 км и более, поля бараньих лбов и курчавых скал не только в долинах, но и на плоскогорьях, ригели в карах и экзарационные котловины, заполненные озерами. Часто встречаются ступенчатые кары, расположенные друг над другом, образующие каровые лестницы. Возраст этого типа рельефа датируется поздним неоплейстоценом.

Эрозионно-денудационный рельеф занимает не менее 70 % территории и определяет основной морфологический тип рельефа. Он приурочен к верхним частям склонов и пенеценизированным водоразделам, распространен от предгорий до высот более 3000 м. Склоны этого типа представлены двумя возрастными генерациями – палеоген-неогеновыми и неоген-четвертичными, разделенными реликтами поверхности выравнивания. Крутизна склонов варьирует от 5 до 30°. Склоны северной и северо-восточной экспозиции прикрыты мощным чехлом полигенетических склоновых отложений. Глубина эрозионного расчленения составляет 100–600 м в низкогорье и более 1000 м в средне- и высокогорье, соответственно и густота эрозионного расчленения изменяется от 0,5–2 до 0,3–1 км/км². Существенные различия свойственны склонам южной и северной экспозиций. В первом случае они имеют выпуклый и прямой профиль, во втором – вогнутый. Сходная, но не столь ярко выраженная, морфология наблюдается на западных и восточных склонах. Денудационно-эрозионные водосборы вер-

ховьев долин среднегорно-низкогорной зоны в условиях северных экспозиций отличаются слабым внутренним расчленением, циркообразной формой, большими площадными размерами, крутой стенкой и ясно выраженной приводораздельной бровкой, наличием пологого широкого слабоогнутого днища. Все это указывает на значительное преобразование водосборов снежно-ледовыми скоплениями.

Поверхности денудационного выравнивания, созданные процессами комплексной денудации, срезающими складчатое основание, возникшие за счет предельного выполаживания склонов расчлененного рельефа, условно датируются мелом—палеогеном. Наиболее полно они сохраняются на значительном удалении от главных водотоков и широко развиты в низкогорье и высокогорье. В среднегорной части фрагменты выровненных поверхностей в основном уничтожены четвертичными эрозионно-денудационными процессами. Ширина сохранившихся фрагментов достигает нескольких километров, образуя комплекс древнего плоского и всхолмленного пенеplена, с предельно выполаженными верхними частями склонов. Водоразделы и фрагменты днищ древней гидросети наиболее полно сохранились в низкогорье. Крутизна поверхностей выравнивания не превышает 6—7°. Основная их часть в низкогорье перекрыта покровными лессовидными суглинками. В среднегорье и высокогорье они покрыты площадными курумами, солифлюкционными и дефлюкционными щебнистыми суглинками и осложнены криогенным микрорельефом. Переход поверхностей выравнивания низкогорья к поверхности средне- и высокогорья осуществляется по неотектоническим швам, и на расстоянии 1—2 км происходит резкий скачок с подъемом высоты этих поверхностей на 400—500 м. Бывший единый пенеplен разбит, деформирован, и его фрагменты подняты на разную высоту в результате неотектонических дифференцированных блоковых движений. Даже в наименее тектонически активной предгорно-низкогорной части региона амплитуда вертикальных неотектонических движений только за средний и поздний неоплейстоцен составляет не меньше 100 м. Древний пенеplен представлен холмисто-увалистой равниной, с широкими древними долинами, без педиментов и ступенчатых поверхностей, за исключением современных криогенных нагорных террас в высокогорной зоне.

Педименты неогенового возраста образовались главным образом за счет отступления эрозионно-денудационных склонов палеоген-неогенового рельефа. Предгорные педименты наблюдаются по периферии Алтайских гор и крупных межгорных впадин. Долинные педименты отмечены внутри гор, особенно в низкогорье. В среднегорье они занимают значительно меньшие площади и не имеют четкой выраженности и экспозиционной приуроченности. В рельефе они представлены выполаженными (2—7°) придолинными площадками шириной 200—700 м и протяженностью 1,5—5 км. Врез долин в неогеновые педименты составляет десятки и даже сотни метров.

Максимального развития долинные педименты достигают в среднем течении речных долин на участках их пологого выработанного продольного профиля, вне зависимости от геологического строения местности. Такое положение нельзя объяснить лишь действием склонового сноса и выветривания. По-видимому, главную роль в их формировании играла боковая

эрозия направленной миграции речных долин, срезавших и выполаживавших коренное основание. Долинные педименты правильнее рассматривать как денудационно-аккумулятивные образования, на площадях развития которых может сохраниться древний аллювий. Его находки могут иметь важное прикладное значение для поисков погребенных россыпей золота и других минералов.

Поверхности рельефа, созданные речной аккумуляцией, представлены пойменными и надпойменными террасами речных долин. Террасы условно разделены по высоте на высокие и низкие. Нерасчлененный комплекс высоких (45–200 м) террас ранне-среднеплейстоценового возраста, сложенных полигенетическими образованиями яломанской и ининской толщ, выделяется в долине Катунь. Нерасчлененный комплекс низких (до 40 м) аккумулятивных террас (с первой по четвертую надпойменную) выделяется практически во всех долинах Алтая, а в долинах Чуи и Катунь к ним отнесены террасы, сложенные сальджарской толщей. Пойменные террасы голоценового возраста высотой 2–7 м широко развиты во всех долинах и межгорных котловинах.

Поверхности, созданные озерной аккумуляцией, наиболее широко развиты в межгорных котловинах Алтая (Чуйской, Курайской, Уймонской, Катандинской, Абайской и др.), где начало развития озерных бассейнов связывается с концом эпохи второго среднеплейстоценового оледенения. Поверхность озерных образований у бортов впадин осложнена асимметричными барами, береговыми валами и многочисленными невысокими уступами абразионных террас. В центральных частях впадин озерные поверхности средне-позднеплейстоценового возраста осложняет мелкозападинный микрорельеф. Нерасчлененные озерные низкие террасы и осушенные днища небольших озерных ванн позднеплейстоценового и голоценового возраста, не выражающиеся в масштабе, развиты в Джулукльской, Чуйской, Курайской, Бертекской, Сорулукльской и других впадинах, в долинах многих рек, а также по периферии Тюгурюкского болота.

Поверхности, созданные ледниковой аккумуляцией, датируются в целом как позднеплейстоценовые и представлены холмистыми и бугристо-западинными образованиями основных, реже – береговых морен и конечно-моренных комплексов. Они развиты на днищах и склонах троговых долин, уплощенных и выровненных водоразделах, плато и плоскогорьях, по периферии Чуйской и Курайской впадин. Многие котловины (Джулукльская, Бертекская, Сорулукльская и др.) почти полностью выполнены моренными образованиями. Во многих долинах выделяются комплексы конечных стадияльных морен, самые нижние из которых имеют позднеплейстоценовый возраст, а самые верхние (в непосредственной близости от концов современных ледников) – датируются XVI–XIX веками. По периферии Чуйской и Курайской котловин в краевой зоне конечно-моренных комплексов отмечается террасированность моренных холмов и гряд, обусловленная абразионной деятельностью ледниково-подпрудных озерных бассейнов, существовавших в этих впадинах.

Поверхности, созданные водно-ледниковыми потоками, позднеплейстоценового и голоценового возраста широко развиты в троговых долинах плоскогорья, где представлены задровыми долинными равнинами

и зандровыми конусами, примыкающими обычно к соответствующим по возрасту фронтальным склонам конечных морен. Зандровые пологонаклонные равнины развиты главным образом по периферии межгорных и внутригорных впадин, где также примыкают к конечно-моренным комплексам. На поверхности зандровых равнин и конусов сохранились следы течения водных потоков в виде мелких ветвящихся борозд.

Озерно-ледниковые поверхности, созданные аккумуляцией приледниковых бассейнов, имеют позднеплейстоценовый возраст. Плоские озерно-ледниковые равнины развиты локально во внутригорных и межгорных впадинах (Джулукульской, Бертекской, Самахинской, Сорулукольской и др.), а также в бывших цунговых бассейнах, существовавших во многих долинах (Кокоря, Чаган-Узун, Чаган, Большой Улаган, Есконго, Саратан, Йолду и многих др.). Неодинаковая даже на близких расстояниях высота этих поверхностей над урезом современных рек обусловлена в основном различной высотой ледниково-подпрудных бассейнов. Плоский рельеф озерно-ледниковых равнин местами нарушен суффозионными и термокарстовыми понижениями и западинами и зачастую густо расчленен овражной эрозией, представляя собой бедлэнд.

Поверхности, созданные плоскостным намывом, позднеплейстоцен-голоценового возраста связаны с аккумуляцией пролювиально-делювиальных отложений. Они образуют по периферии Алтая, межгорных котловин и у подножия хребтов плоские пологонаклонные равнины предгорных шлейфов, образованные слиянием отдельных конусов и отличающиеся слабоволнистой поверхностью. Они расчленены речками и логами на широкие плосковершинные и пологосклонные увалы и зачастую осложнены оврагами, эрозионными уступами, суффозионными западинами. В речных долинах низкогорья эти образования развиты повсеместно преимущественно у подножия склонов северной экспозиции, где образуют мощные террасоувалы, перекрывающие аккумулятивные террасы, сложенные аллювием и отжимающие речные русла к бортам южной экспозиции.

Поверхности, созданные совместной деятельностью рек и временных потоков, позднеплейстоцен-голоценового возраста широко развиты в межгорных котловинах и речных долинах. В последних они, как правило не выражаются в масштабе. Они характеризуются аккумулятивным строением и небольшими (3–6 м) относительными превышениями над урезами современных рек. Поверхность их обычно осложняют веерообразно расходящиеся валы и ложбины сухих русел. Местами, особенно в областях развития известняков кембрия, ордовика и силура, широко распространен карст. Широко известна Денисова пещера, выработанная в силурийских известняках в долине Черного Ануя и заполненная пещерными отложениями. Эти отложения представляют большую ценность для археологов, которые ведут в Денисовой пещере постоянные раскопки.

Поверхности, созданные гравитационно-сейсмогенными процессами, широко развиты в долинах и по периферии межгорных котловин в высокогорной части Южного, Центрального и Северо-Восточного Алтая, где приурочены к крутым эрозионным и тектоническим склонам. Они представляют собой мощные (десятки метров) обширные (до 1 км и более) тела деляпсивных оползней (в полях развития палеоген-неогеновых отложений),

и глыбовых оползне-обвалов и обвалов в случае обрушения коренных пород. Поверхность их террасовидно-валообразная и бугристо-западинная. Объем их составляет от 3–5 до 30–70 млн м³. Особенно широко они развиты по периферии Чуйской впадины, в долинах рек Чаган, Талдура, Чуя, Куэтанар, Тюте, Башкаус, Чулышман и многих других. Они перекрывают ледниковые отложения, надпойменные террасы и поймы, что свидетельствует об их голоценовом возрасте и неоднократных очень сильных (до 10-балльных) землетрясениях.

Геоморфологическое строение речных долин Горного Алтая в значительной мере определяется положением в пределах одного или нескольких смежных тектонических блоков с различным режимом и интенсивностью вертикальных движений, приуроченностью к разрывным нарушениям, ориентировкой к простираению геологических структур, узлам их пересечения, зависит от длительности развития.

Долины основных рек Алтая приурочены к долгоживущим глубинным и региональным разломам. Их заложение произошло в олигоцене. При пересечении блоков с разной интенсивностью поднятий реки формируют длительно развивающиеся эрозионные долины с многочисленными врезанными меандрами глубиной от 80 до 200 м. Такие долины состоят из чередования суженных и расширенных участков. В сужениях уклоны рек составляют 5–6 м/км, мощность аллювия близка к нормальной. Расширения отличаются резким уменьшением уклонов до 2–2,5 м/км и повышенной (до 20–40 м) мощностью аллювия. В этих расширениях сохраняются комплексы цокольных и аккумулятивных террас. Долины притоков основных рек в большинстве своем пересекают структуры палеозойского фундамента вкрест простираения. Эти долины в своих верховьях (особенно в низкогорье) имеют вид широких циркообразных пологосклонных логов, выполненных мощными толщами щебнистых суглинков. В результате длительного развития регрессивной эрозии их характер вниз по течению меняется. Происходит сужение этих долин, борта представляют собой крутые эрозионные уступы. Глубины эрозионного расчленения в приустьевых частях достигают 100–500 м. Уклоны рек в верховьях долин составляют от 40–80 м/км и уменьшаются до 6–4 м/км в среднем и нижнем течении, где продольный профиль приближается к равновесному, а мощность аллювия – к нормальной. Здесь появляются аккумулятивные надпойменные террасы, глубинная эрозия сменяется боковой, реки начинают меандрировать по долине.

На субширотных участках четко проявляется асимметрия речных долин. Склоны южной экспозиции эрозионные – короткие и очень крутые, северной – длинные и пологие, перекрытые чехлом склоновых отложений, образующих на днищах долин мощные террасоувалы. Последние перекрывают аккумулятивные аллювиальные террасы и отжимают речные русла к противоположному борту. Мощность аллювия, выполняющего днища этих долин, изменяется от 2 до 7–8 м. В то же время в низовьях долин притоков Бии, Катуня, Чарыша и некоторых других рек, испытавших в позднем неоплейстоцене многократные и длительные подпруживания, мощность рыхлых флювиальных отложений достигает 45 м и более.

Судя по геоморфологическим особенностям речных долин в низкогорной части территории и размещению известных золотоносных россыпей,

наиболее благоприятными факторами образования и концентрации россыпных полезных ископаемых в аллювиальных отложениях являются следующие: приуроченность долин к неотектоническим блокам умеренных и слабых поднятий, к межблоковым тектоническим нарушениям; приближение продольных профилей долин к равновесным, а мощностей аллювия — к нормальным; наличие террасовых комплексов, в том числе и погребенных под террасоувалами; длительное врезание долин на этих участках; средняя крутизна склонов долин; наличие погребенных долин. Учитывая значительную миграцию асимметричных участков долин III–IV порядков в плейстоцене, и наличие в них переуглубленных тальвегов, следует ожидать широкого развития погребенных россыпей, которые должны быть локализованы вдоль бортов северных и северо-восточных экспозиций под мощными склоновыми толщами террасоувалов. Реки, текущие на север, при пересечении интенсивно поднимающегося фаса Алтая, формируют узкие эрозионные глубоко врезанные каньонообразные долины с многочисленными врезанными меандрами. Ширина их днища зачастую соответствует ширине русла. Уклоны рек достигают 20 м/км, а мощность аллювия не превышает 2 м. Русла порожистые и завалены крупными валунами и глыбами. При выходе на равнину эти долины резко расширяются, уклоны уменьшаются и реки начинают свободно меандрировать, мощность аллювия возрастает, появляются надпойменные террасы. В низкогорно-среднегорной части Алтая на отдельных участках долин Ануя, Песчаной, Семы, Казанды, Каракокши и многих других, приуроченных к блокораделяющим нарушениям и стыкам нескольких неотектонических блоков, выделяются молодые грабенообразные структуры длиной 7–25 км и шириной до 2 км, выполненные аллювием повышенной мощности (25–80 м) без учета террасовых комплексов, с фрагментами первой надпойменной террасы у бортов долин.

В средне- и высокогорье, в пределах интенсивно поднятых блоков, долины I–IV порядков имеют невыработанный продольный профиль с крутым уклоном от 40 до 120 м/км и более. Глубина эрозионного расчленения от 500 до 1000 м. Долины узкие, часто V-образные, реже корытообразные с крутыми эрозионными и экзарационными бортами. Днища их зачехлены мореной, курумовыми потоками и каменными глетчерами. Длительная и интенсивная глубинная эрозия, преобладающая над боковой, способствует выносу материала и не создает условий для формирования аккумулятивных террас. Эти факторы крайне неблагоприятны для концентрации россыпных полезных ископаемых в долинах средне- и высокогорья даже при наличии богатых коренных источников.

История формирования рельефа Горного Алтая может быть прослежена с мел-палеогенового времени, когда произошла денудация горных сооружений юрского возраста до облика эрозионно-денудационного холмисто-увалистого пенеплена. В это время господствовал теплый гумидный климат, способствовавший площадному развитию глубокого химического выветривания коренного цоколя.

Начало неотектонического этапа в развитии рельефа Горного Алтая обычно связывается с поздним олигоценом, когда он был вовлечен в общее сводовое воздымание. Мел-палеогеновый цокольный пенеплен был

приподнят до высоты 700–800 м и активно расчленен эрозией. В это время заложились долины основных рек. Следы этого этапа развития рельефа территории зафиксированы эрозионно-денудационными склонами палеоген-неогенового возраста. Геоморфологически Алтай представлял собой крутосклонное эрозионно-денудационное низкогорье. Относительные превышения склонов составляли, вероятно, несколько более 100–300 м, без учета их последующей денудации.

В миоцене общее сводовое воздымание территории под действием горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении сопровождалось расчленением единого свода на ромбо- и трапециевидные блоки с разной интенсивностью тектонических вертикальных и горизонтальных движений, в результате которых единая мел-палеогеновая поверхность выравнивания оказалась поднятой на разную высоту. В это время произошла первая крупная перестройка гидросети, следы ее улавливаются, по крайней мере, в бассейне р. Песчаная.

В плиоцене разнонаправленные дифференцированные блоковые движения ослабевают, что приводит к усилению денудационных процессов, которые к концу этапа уже доминируют над тектоническими. Это приводит к быстрому выполаживанию рельефа, сглаживанию и снижению склонов между речий при одновременной аградации и расширении долин. Это послужило одной из главных причин формирования долинных педиментов.

Начало плейстоцена сопровождается резким усилением дифференцированных неотектонических движений, продолжающихся и в настоящее время, направленность которых могла неоднократно изменяться. Региональные тектонические опускания могли происходить в периоды, предшествующие оледенению и в начальные его этапы. Поднятия — в конечные этапы оледенений и межледниковья. Амплитуда тектонических движений в течение тектоноклиматических циклов могла превышать сотни метров. Неоплейстоценовые блоковые движения привели к крупной перестройке многих долин притоков основных рек Горного Алтая. В то же время сами главные речные долины испытали лишь локальные перестройки на отдельных участках. Фрагменты брошенных долин, с сохранившимся в них донеплейстоценовым аллювием, обнаружены на различной высоте на водоразделах, уплощенных междуречьях и реликтах поверхности выравнивания.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа М-45 распространены месторождения и многочисленные проявления полезных ископаемых. Из них наибольшее практическое значение имеют месторождения железа, вольфрама, молибдена, ртути, висмута, кобальта, золота, волластонита. При этом разрабатываются месторождения золота (Синюхинское), вольфрама (Калгутинское), промышленными балансовыми являются месторождения железа, ртути, кобальта. Широко известно Белокурихинское месторождение термальных радоновых вод, на базе которого действует всероссийский курорт «Белокуриха».

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа известны верхнепалеозойская, мезозойская и кайнозойская угленосные формации, образующие шесть месторождений каменного и бурого угля. Угленосные континентальные каменноугольные молассовые отложения слагают малые приразломные впадины (Беркойринскую), грабены (Сайгонышский) и прогибы (Чейбеккольский) в зонах крупных разломов (Шапшальского, Курайского и др.). Мезозойская угленосная формация представлена грубообломочными отложениями триасового и юрского возраста в приразломных мезозойских грабенах (Пыжинский, Аржанский грабены). Кайнозойская угленосная формация широко развита в высокогорных впадинах Юго-Восточного Алтая (Чуйская, Курайская, Самахинская степи, котловина оз. Джулу-Куль). В западной и северо-западной частях Чуйской степи на протяжении 50 км известны многочисленные угленосные поля кошагачской свиты, вмещающие буроугольные месторождения (Талдудюргунское, Чаганузунское, Кош-Агачское) и многочисленные углепроявления.

Уголь каменный. Наиболее изученное и используемое для местных нужд месторождение Курайское (III-4-30) находится на отроге одноименного хребта, в 5 км восточнее с. Курай. В пределах месторождения распространена угленосная кызылташская свита позднего карбона, приуроченная к Акташской зоне разломов. Угленосные отложения слагают Кызылташскую синклираль, вытянутую в субширотном направлении на 5 км при ширине 1,3–1,7 км. Синклираль местами осложнена мелкой складчатостью и дизь-

юнктивами, в результате чего угленосная толща характеризуется сложноблоковым строением. Угленосной является нижняя часть разреза кызылташской свиты. Наиболее угленасыщенны Западный и Восточный участки месторождения. На Западном участке установлено около 40 угольных пластов мощностью от 0,5 до 4 м. На Восточно-Курайском участке вскрыто канавами 33 угольных пласта мощностью от 0,5 до 4,7 м. Протяженность пластов достигает 80–100 м. Двумя скважинами угольные пласты подсечены на глубине 40–50 м без потери мощности.

По петрографическому составу угли гумусовые, в основном блестящие и полублестящие. Состав углей (%): С – 79,8–89,8; Н – 2,84–4,0; N – 1,74; S_{общ} – 0,38. Угли относятся к марке Т, группе 1Т, подгруппе 1ТФ, 2ТФ и характеризуются следующими химико-технологическими показателями (поверхность–глубина 40 м): степень метаморфизма – V, средняя зольность – 19,3 %, максимальная влажность – 15,6–2,14 %, влажность аналитическая – 11,3–1,0 %, выход летучих веществ 30,7–11,8 %, высшая теплотворная способность 6950–8263 ккал/кг, низшая теплотворная способность 6690–8053 ккал/кг, выход гуминовых кислот – 1,1–23,7 %. Средний химический состав минеральной части угля (%): SiO₂ – 48,95; Al₂O₃ – 20,60; Fe₂O₃ – 5,53; MgO – 6,32; CaO – 9,63; Na₂O – 0,64; As – 0,0005; Cl – 0,043; F – 0,008; P – 0,022; Ge – 0,00007; Ga – 0,00077; Hg – 0,000005. Угли среднеплавающие, не спекающиеся, энергетические. По Восточно-Курайскому участку (0,18 км²) прогнозные ресурсы угля категории P₁ до глубины в 50 м оцениваются в 46,6 тыс. т. Прогнозные ресурсы угля категории P₂ для всего месторождения (1,75 км²) оценены в 453 тыс. т до глубины 50 м.

Месторождение Пыжинское (I-4-24) находится в среднем течении Пыжи (левый приток Бии), в 50 км к югу от с. Иогач и в 10 км от гравийной лесовозной дороги. Угленосный грабен протягивается узкой (до 1,7 км) субмеридиональной полосой вдоль долины Пыжи на протяжении 9,2 км. Пыжинская свита охарактеризована растительными остатками позднего триаса (по Я. М. Гутаку). В основании угленосной свиты залегает красноцветная грубообломочная толща мощностью до 100 м. Собственно угленосная толща состоит из переслаивающихся сероцветных песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и каменных углей. Отложения собраны в складки с углами падения крыльев от 15–20 до 70–80°; отмечено также опрокинутое залегание пластов вблизи разломов. Оси складок ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлении. Разрез угленосной толщи вскрыт на 520 м и содержит 31 угольный пласт. Из них: 17 – до 0,7 м мощностью, восемь – 0,7–1,2 м, пять – средней мощности (1,2–3,5 м) и один – мощный (более 3,5 м). Общая угленосность вскрытого разреза – 5,5 %, рабочая угленосность по пластам с мощностью 1 м и более – 2,9 %. Уголь несколько окислен, но теплота сгорания не ниже 6500 ккал/кг. Содержание гуминовых кислот в окисленном угле низкое – от 10 до 23 %. Угленосная толща единичными поисковыми скважинами вскрыта на полную мощность. В правом борту Пыжи по маркирующим угольным пластам IV и VI выявлена и оконтурена самая перспективная на месторождении Восточная брахисинклиналь с участком Центральный. Общая угленосность продуктивной толщи на Центральном участке – 10 %, а рабочая – 7 %. Угленосная толща на участке имеет мощность 120 м с 11 угольными плас-

тами. Пять из них весьма тонкие (до 0,7 м), четыре — тонкие (0,71–1,2 м), один — средней мощности (2,61–2,79 м) и один — мощный (3,83 м). Уголь гумусовый, марки КЖ. Он пригоден для производства кокса. Угли отличаются высоким содержанием углерода (среднее 86,7 %), среднее содержание водорода — 5,1 %. Они малосернистые (0,77 %) и малофосфористые (0,054 %). Теплотворная способность углей высокая: средние значения для неокисленных разностей — 8504 ккал/кг, для окисленных — 7905 ккал/кг. Зона окисления углей развита до глубины 15 м от поверхности коренных пород. Средняя зольность углей 12,8 %. По Центральному участку Пыжинского месторождения балансовые запасы в зоне отработки по категории В + С₁ составляют для открытого способа 3325 тыс. т угля и 3716 тыс. т горной массы и, соответственно, для подземного способа отработки — 3453 и 3842 тыс. т. Кроме того, в зоне охранного целика запасы угля категории В + С₁ составляют 1188 тыс. т для открытого способа отработки и 835 тыс. т — для подземного.

Для Пыжинского месторождения прогнозные ресурсы угля категории Р₁ до глубины 100 м оцениваются в зависимости от минимальной мощности пластов угля в 6800 тыс. т (0,5 м), 5150 тыс. т (1,0 м), 4100 тыс. т (1,5 м), 2400 тыс. т (2 м).

Месторождение Аржанское (III-5-32) находится у подножия Курайского хребта в вершине кл. Аржан, в 5 км севернее с. Чаган-Узун. Угленосная аржанская свита лейаса совместно с образованиями венда-кембрия надвинута на кайнозойские угленосные отложения кошагачской свиты, вмещающие Аржанское бурогольное месторождение. Юрские образования развиты в субширотной полосе шириной до 200–300 м, протяженностью до 1 км, перекрыты маломощными делювиальными отложениями. Продуктивна песчано-конгломератовая пачка мощностью около 150 м, вмещающая единичные пласты каменных углей рабочей мощности до 2,2 м и невыдержанные прослои мощностью 0,1–0,8 м. На Северо-Западном участке в полосе протяженностью 200 м до глубины 20–25 м установлено пять сближенных пластов углей мощностью до 2,2 м, выклинивающихся в восточном направлении. Практического интереса не представляют.

Угленосная аржанская свита лейаса установлена в пределах Западно-Аржанского проявления.

Уголь бурый. Месторождение Талдудюргунское (III-5-37) находится на западной окраине Чуйской впадины в 5 км южнее с. Чаган-Узун. Месторождение приурочено к мульде в зоне сочленения Чаган-Узунского и Кызынорского разломов. Продуктивная кошагачская свита сложена глинами, углистыми глинами, песками, диатомитами, трепелами, пластами и линзами бурых углей, горелыми породами. Имеется три кондиционных по мощности угольных пласта: «Нулевой», «Первый» и «Второй». Коэффициент угленосности кошагачской свиты составляет 15,3 %. Качественная характеристика угольных пластов (соответственно, № 0, 1 и 2): площадь распространения (тыс. м²) — 2630,8; 2918,8; 4093,8; средняя мощность (м): 2,8; 1,3; и 7,6; средняя зольность (%): 45,0; 38,5; 33; количество балансовых запасов (млн т): 0,45; 0,65; 47,04; глубина залегания кровли пластов колеблется (от — до): 3–133,4; 4–163; 4–168. Интерес представляет только пласт «Второй», мощность которого колеблется от 1,55 до 16,5 м.

Угли гумусовые, низкой степени углефикации, относятся к марке Б₁, группе Б₂. Средняя зольность угольного пласта по отдельным подсчетным блокам колеблется от 27,6 до 44,3 % и в среднем составляет 33,0 % по горной массе и 29,9 % по углю. Они отличаются повышенной сернистостью (от 0,25 до 9,62 %, среднее 2,49 %). Основными источниками серы служат гипс и пирит. Выход летучих 53,9–58,5 %. По выходу первичной смолы (11,3 %) уголь пригоден для термической переработки и получения жидких продуктов, однако неблагоприятна повышенная зольность. Содержание углерода 50,5–70,2 %, водорода – 3,8–7,3 %. Теплота сгорания 5750–6800 ккал/кг. В единичных случаях отмечены церий (до 200 г/т) и германий (до 2,8 г/т). Угли могут быть отнесены ко II категории брикетированности и не подлежат длительному хранению. Балансовые запасы угля по трем пластам категории В + С₁ + С₂ составляют 48,14 млн т, из них по № 2 пласту – 47,04 млн т, в том числе на площади перспективного карьера запасы угля пласта № 2 категорий В + С₁ + С₂ – 28,04 млн т. Забалансовые запасы пласта № 2 по зольности составляют 1,84 млн т категории С₁ + С₂. Коэффициент вскрыши для первоочередного карьера 4,4 м³/т. Подсчитанные запасы окисленных углей 1,97 млн т. Угли могут быть использованы для производства удобрений [424]. Они характеризуются средним содержанием гуминовых кислот (60 % на органическую массу), при средней влажности 40 % и зольности 30 %.

Месторождение Чаганузнское (III-5-28) расположено в северо-западной части Чуйской степи в предгорьях Курайского хребта на высоте 2150 м, в 2 км севернее с. Чаган-Узун. На месторождении вскрыто семь пластов угля мощностью от 0,75 до 5,55 м. Угленосная толща моноклинално погружается на северо-восток под углами 5–10° и Состав (%): С_r – 57–61; Н_r – 4,1–4,4; N_r – 2,8–2,9; O_r – 27,7–34,4; смола на сухое топливо – 10,4–14,4; полукокс – 59,2–66,6. Качество углей: влажность 9,3–16,9 %, зольность (A_c) 9,8–21,4 %, выход горючих компонентов (V_r) 48–60 %, сера общая (S_{общ}) 2,29–3,68 %, теплотворная способность (Q_{гв}) 5226–6511 ккал/кг. Запасы углей оценены в 240 тыс. т.

Месторождение Кош-Агачское (III-5-40) находится на южном склоне Курайского хребта в 6 км севернее с. Кош-Агач. Пласты бурого угля имеют субширотное простирание, крутое падение. Выход угленосных пластов прослежен по простиранию на 2,4 км. Всего установлено свыше 20 угольных пластов мощностью от 0,5 до 2,2 м, протягивающихся на 200–600 м. Угли типично бурые, массивные, фюзенитово-лептитовые. Стадия метаморфизма О₃. Влажность рабочая – 11,46 %, что соответствует бурым углям марки Б₃. Зольность варьирует в широких пределах – от 15,7 до 68,3 %; средние содержания компонентов (%): С – 65,9; Н – 4,9; N – 3,36; S – 0,81; P – 0,049; теплота сгорания 5589–6420 ккал/кг. Угли обладают повышенным содержанием дегтя (до 10–19 %). Прогнозные ресурсы угля до глубины 100 м оцениваются в 577 тыс. т по категории P₂.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Черные металлы в регионе представлены железом, марганцем, титаном, месторождения которых располагаются преимущественно в юго-западной (Холзуно-Белорецкий рудный район) и восточной (Верхнеабаканский рудный район) частях региона.

Железо. Железо сосредоточено в девяти месторождениях (от крупных до мелких) и 17 проявлениях. Кроме того, выделены четыре магнитные аномалии, имеющие рудную природу.

Месторождение Холзунское (III-1-6), крупное по запасам, находится в водораздельной части Холзунского хребта с абсолютными отметками 1700–2000 м. Холзунский участок сложен эффузивно-осадочной толщей коргонской свиты раннего–среднего девона. В ее составе преобладают кислые лавы и их туфы с прослоями туфогенных и полимиктовых песчаников и линзами известняков с фауной кораллов позднейфельского возраста. Эффузивно-осадочная толща смята в крутые (до 70°) линейные складки северо-западного простирания и прорвана двумя гранитными интрузивами: субвулканическим – девонского и мезоабиссальным баголитовым – пермско-раннетриасового возраста. С гранитами связана альбитизация, амфиболизация и хлоритизация, ороговикование и скарнирование вмещающих пород. Руды метаморфизованы, гематит превращен в магнетит. Рудоносная зона мощностью до 120 м залегает в терригенно-обломочных породах. Рудные тела представлены пластами и линзами сплошных магнетитовых и магнетито-гематитовых руд, зонами вкрапленных руд и нередко отделяются от вмещающих пород только по анализам. По данным А. С. Калугина [345], железные руды участвуют в складчатых дислокациях совместно с вмещающими породами. К востоку и западу от основного рудоносного горизонта, параллельно ему, расположены практически неизученные горизонты с железной рудой. Возможно, последние являются фрагментами складчатого основного рудного пласта. Гематита не более 10 %. С железными рудами ассоциируют выделения марганца, приуроченные к глинистым и песчанистым породам. Месторождение сопровождается магнитной аномалией протяженностью около 9 км при ширине до нескольких сот метров. Она простирается в северо-северо-западном направлении согласно с геологическими структурами района и подразделяется на три участка: Северный, Перевальный и Тургусунский.

Рудная зона Перевального участка длину более 1500 м и ширину до 250 м. Линзо- и пластообразные рудные тела, согласные с напластованием вмещающих пород, имеют мощность до 100 м, протяженность по простиранию и падению 700 м и более. Среднее содержание валового железа в рудных телах 28–29 %.

На Тургусунском участке рудная зона распадается на три крупных блока, вероятно, в связи со складчатостью и разрывами первичного рудного горизонта. Линзовидные рудные тела имеют мощность до 70 м при протяженности по падению свыше 700 м. Реликтовая слоистость в рудах и вме-

щающих породах местами пересекается сланцеватостью и отдельными телами переотложенных руд. Среднее содержание железа несколько выше, чем в рудах Перевального участка (около 33 %).

Структура месторождения – моноклираль с резким флексуобразным изгибом в плане и продольными разломами. Наиболее мощные рудные тела приурочены к участкам резких перегибов пластов пород. Руды чередуются с рассланцованными и перекристаллизованными осадочно-вулканогенными породами. Рудную зону слагают (%): магнетитовые руды – 25, апоалюмосиликатные альбитовые с биотитом и актинолитом сланцы – 25, апокарбонатные биотит-альбит-кальцитовые и эпидот-актинолитовые сланцы – 21, порфиroidы по риолитам – 16, порфиroidы по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам – 7, альбититы – 6. Основу промышленных запасов железных руд составляют гидросиликатно-магнетитовые руды с повышенным содержанием апатита. Относительно богатые руды Тургусунского участка (56 % разведанных запасов руд месторождения) имеют актинолит-биотит-магнетитовый состав при подчиненной роли альбита. Наиболее бедные биотит-альбит-магнетитовые руды развиты на Перевальном участке. К бедным относятся также карбонат-гидросиликат-магнетитовые руды, составляющие в сумме 25 % запасов. Остальные типы руд (сульфидно-магнетитовые, апатит-магнетитовые и др.) имеют подчиненное значение. Апатит-магнетитовые руды в виде жил залегают на юго-западном фланге рудного поля среди базальтоидов подрудной пачки.

Второстепенные минералы руд: эпидот, хлорит, кварц, доломит, цеолиты, ангидрит; в виде примеси отмечены сфен, турмалин, ортит, роговая обманка, диопсид, гранатgrossуляр-андрадитового ряда, барит, гипс, гематит, халькопирит и др.

Руды характеризуются линзовидно-полосчатыми, сланцеватыми, плейчатými динамометаморфическими текстурами. Реликты первичной тонкой слоистости руд обнаруживаются в участках пересечения ее сланцеватостью. Магнетит в них тонко- и мелкозернистый (в среднем 0,05 мм). Менее распространены текстуры, связанные с перекристаллизацией и переотложением магнетита на завершающих этапах рассланцевания – сетчато-прожилковые, штоковерковые, гнездово-жильные и жильно-метасоматические скопления крупнокристаллического раздробленного магнетита. Мощность жил достигает первых метров, по объему они могут составлять значительную (до 20–30 %) долю рудных тел, особенно на Тургусунском участке.

По данным Б. Н. Лузгина [153], руды формировались в два этапа. На первом этапе сингенетичного оруденения в девонское время образовались осадочные мелководные и близповерхностные вулканогенные железные руды, многие из которых сохранили первичный облик. Таковы известные в подрудной пачке гематитовые туффиты и кварциты, «рудные» базальтоиды и прожилково-пятнистые выделения гематита в туфах. К этому же времени относится отложение в морском бассейне главных масс вулканогенно-осадочных руд Холзунского месторождения, первичный состав которых из-за наложенных процессов недостаточно ясен. На втором этапе (герцинской складчатости) стратифицированные руды главного горизонта подверглись приразломному динамометаморфизму и щелочному метасоматозу с полным преобразованием в сланцево-полосчатые, почти без при-

знаков первичного строения, гидросиликатно-магнетитовые руды. Парагенезисы минералов и температуры реакций метаморфизма, оцениваемые по газово-жидким включениям, в пределах 400–500 °С, соответствуют фации зеленых сланцев. Одновременно с рассланцеванием и альбитизацией руд магнетит частично растворялся и переотлагался в виде крупнозернистой генерации.

Иные представления на генезис руд Холзунского месторождения высказаны С. С. Долгушиным [103]. На основании изучения рудных риолитов подрудной пачки (наличие микроликвационных структур, отсутствие аналогов химического состава рудных порфиров в общепринятых классификациях и других признаков) они трактуются как интрузивные образования, сформировавшиеся из рудной магмы. А. С. Калугин и Э. Г. Кассандров сравнивают руды Холзунского месторождения с апатит-магнетитовым месторождением Кирунаваара (Швеция), сформированным в результате расслоения расплава на рудную (apatит-магнетитовую) и силикатную составляющие.

Для руд Холзунского месторождения характерно повышенное содержание ванадия в магнетите, а также серы и фосфора.

Магнетитовые руды месторождения легкообогатимы. При крупности дробления 0–10 мм и сухой магнитной сепарации выход промпродукта 60,4–81,1 %, извлечение железа 81,6–96,2 %, содержание железа в промпродукте 31–44,8 %, в отвальных хвостах – 5,9–16,5 %.

На балансе по состоянию на 1.01.2002 г. числятся запасы категорий А + В + С₁ – 407,6 млн т, категории С₂ в объеме 272,5 млн. т со средним содержанием железа 28,9 %. Эти запасы могут быть отработаны подземным и открытым способами. Возможный потребитель – Западно-Сибирский металлургический комбинат (г. Новокузнецк).

Месторождение Коксинское II (III-1-2) находится в 35 км северо-западнее месторождения Холзунское и в 60 км к северо-востоку от г. Лениногорск на плоском водоразделе хр. Коксинские Белки с абсолютными отметками 1900–2000 м. Участок сложен вулканогенно-осадочными образованиями средне- и верхнекоргонской подсвит, представленными здесь туфами риолитов, игнимбритами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Оруденение в виде пластообразных, реже линзообразных железорудных тел располагается в пределах рудоносного горизонта, залегающего на туфах трахириолитов. Мощность рудоносного горизонта 120 м, к северо-западу уменьшается почти до полного выклинивания. Такая же закономерность для всей рудоносной пачки в целом: 600 м – на юго-востоке участка; 400 м – в северо-западной части месторождения. Рудная часть рудоносного горизонта на участке простирается на 1,6 км. Внутри рудоносного горизонта выделяются три рудных тела. Первое имеет длину 525 м при мощности 1–4 м; второе залегает параллельно первому (в 7–10 м) и имеет длину 210 м при мощности 1 м; третье рудное тело вскрыто в 900 м к северо-западу от первых двух и состоит из девяти рудных прослоев мощностью от 0,5 см до 1,85 м, разобщенных безрудными и слабооруденными породами мощностью 0,3–3,25 м. Общая мощность третьего рудного тела 19 м, при суммарной мощности рудных прослоев 8,2 м. По простирацию оно по рудным обломкам в делювии прослеживается на 250 м на северо-запад. Кроме того, на месторождении наблюдаются гематитизиро-

ванные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники мощностью до 10–15 м с содержанием рудного железа 7,03–23,34 %. На месторождении резко преобладают гематитовые и магнетит-гематитовые руды, в которых основными минералами являются гематит, реже магнетит и кварц. Все породы и руды в разной степени метаморфизованы. Метаморфизм выражается в серицитизации, хлоритизации, окварцевании, альбитизации, калишпатизации, иногда слабой биотитизации. При этом характерно образование магнетит-гематитовых, серицит-магнетит-гематитовых и серицит-кварц-магнетит-гематитовых руд.

Руды в основном богатые или очень богатые, легкообогатимые, нередко марганцевоносные. Содержание марганца в рудах составляет от десятых долей до 1,62 %. Первое рудное тело длиной 250 м при средней мощности 13,5 м имеет предполагаемые запасы руды 4 млн т до глубины 300 м. Второе рудное тело имеет длину 1350 м при средней мощности 20 м, и ориентировочные запасы руды по геофизическим данным – 32 млн т. Третье рудное тело в центральной части месторождения прослежено на 520 м при средней мощности 7,5 м до глубины 300 м. Предполагаемые запасы оцениваются в 4,5 млн т. Прогнозные ресурсы руды по четвертому рудному телу составляют 14 млн т, по пятому – 2 млн т. Всего по Коксинскому II месторождению прогнозные ресурсы руды всех категорий составляют 65 млн т. Месторождение не изучено на глубину.

Месторождение Калгутинское (V-5-1) расположено в верховьях р. Калгута. Месторождение, изученное А. С. Калугиным [123], приурочено к субаквальным фациям нижнедевонских аксайской и даянской (здесь – калгутинской) свит, заполняющих кальдерную структуру. Рудоносные кремнисто-гематитовые горизонты приурочены к зоне смены (снизу вверх) вулканогенных и грубообломочных, иногда известковистых, отложений на вулканогенно-осадочные мелко- и тонкообломочные. Протяженность рудоносных горизонтов достигает нескольких километров при мощности 5–50 м. Основной рудоносный горизонт Калгутинского месторождения прослежен на 2,5 км при мощности 41–48 м. Железорудные тела образуют в горизонте линзы длиной от десятков до сотен метров с мощностью до 20 м (изредка до 100 м). Гематитовые руды представляют собой ритмичное чередование рудных и туфовых слоев песчаной, алевроитовой и пелитовой размерностей. Наиболее полный ритм начинается с песчаного слоя, в основании которого иногда проявляется размыв, а выше следуют алевроитовые и пелитовые слои с увеличивающимся содержанием гематита. Полный ритм заканчивается слоем плотного гематита, в массе которого обнаруживается примесь пепловых частиц. Мощности слоев колеблются от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В рудах выявлены морская рябь, трещины усыхания, заполненные материалом вышележащих слоев, внутрипластовые размывы, брекчии оползания, ранние пластические деформации, полости газовых пузырей и другие следы осадочного мелководного формирования. Содержание растворимого железа в рудах Калгутинского месторождения 15–34 %. Руды высококремнистые. Характерно относительно высокое содержание щелочей (в среднем около 5 % для нерудных слюев). Руды характеризуются повышенным содержанием глинозема и диоксида титана. В них присутствуют барий, сера, в сульфидной (пирит) и суль-

фатной (барит) формах, а также в небольших количествах медь, свинец, цинк. Прогнозные ресурсы гематитовых руд Калгутинского месторождения оцениваются до глубины 200 м в 300 млн т.

Месторождение Водопадное (V-5-2), открытое в 1960-х годах сотрудниками СНИИГГиМС, находится в левом борту р. Калгута к югу от Калгутинского месторождения и также приурочено к горизонту осадочных гематитовых руд нижнего девона. Мощность рудного пласта составляет 12 м, среднее содержание железа 14,26 %. Гематитовый горизонт прослеживается по простирацию от западного фланга Калгутинского месторождения на 15 км к югу. Пластовое тело темно-вишневых слоистых гематитовых руд занимает определенное стратиграфическое положение. Кремнисто-гематитовые руды залегают на риодацитах аксайской (ее аналога – саржемагинской) свиты и перекрываются вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами даянской (калгутинской) свиты. Рудный пласт, изгибаясь и смещаясь по разрывам, с преобладанием пологих углов на запад–юго-запад, прослеживается в Монголию. Мощность его изменяется от 2,8–8,2 м на юге до 17–22 м на севере Калгутинской вулканоструктуры. Текстура руд равномерно тонкослоистая, редко брекчиевая (вишневые гематитизированные осадочные обломки сцементированы чешуйчатым гематитом). Содержание железа валового по химическому анализу метровых проб колеблется от 10–12 до 39,87 %. Средние содержания по сечению не превышают 31 %, уменьшаются при удалении на юг от Калгутинского месторождения. Осадочные гематитовые руды неметаморфизованные, по качеству бедные, пригодны для доменной переработки с предварительным обогащением [340].

Месторождение Кубадринское (III-4-11) расположено в ореоле контакто-метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений тыдтуярыкской свиты, связанном с Кубадринским гранитным массивом. Рудовмещающими для оруденения железа являются ороговикованные песчаники и алевролиты, развитые на площади около 5 км². Рудные тела представлены полосчатыми амфибол(10 %)-магнетит(15 %)-скаполитовыми (75 %) метасоматитами, также отмечаются метасоматиты магнетит (20 %)-актинолит(40 %)-кварцевого (40 %) состава. Полосчатые магнетитовые руды пересечены мономинеральными магнетитовыми прожилками и брекчиями с обломками белого скаполита в магнетитовом цементе. Выделено 11 рудных тел. Длина их изменяется от 350 до 1750 м, суммарная протяженность составляет 6250 м. Мощность меняется от 5–15 м до 100 м, средняя – 50 м. В эрозионном врезе тела вскрыты на 700 м по вертикали. Среднее содержание железа – 37,5 %. Подсчитанные прогнозные ресурсы категории P₂ – 280 млн т.

Месторождение Кокоринское (III-5-29) локализовано в западной части Кокоринского лейкогранитового массива, реже распространяется за его пределы во вмещающие риолиты кокоринской свиты. В гранитах отмечаются гнездообразные тела, размерами от 0,5 м до первых метров. Общая мощность минерализованной полосы в гранитах достигает 100 м.

Содержание железа общего по результатам химического анализа точечных проб 17,35–26,07 %. Количество других элементов по результатам спектрального анализа составляет (%): марганца – 0,005–0,01, титана – до 0,2, хрома – 0,002–0,01, никеля – 0,003–0,02, ванадия – 0,005–0,01, кобальта – 0,001–0,005, меди – 0,003–0,01, цинка – 0,005–0,03.

Нырнинская магнитная аномалия интенсивностью до 19 300 мЭ располагается в южном контакте Нырнинского гранитоидного массива и имеет рудную природу. Скарнирование (пироксен-гранатовые скарны с амфиболом, эпидотом, магнетитом) проявлено вдоль контакта массива в полосе протяженностью до 3,5 км при ширине до 800 м. Выделены два рудных тела мощностью 7,5 и 4,0 м и протяженностью в несколько десятков метров с содержанием железа валового до 26,59 %.

Титан, железо. Титановая минерализация установлена в проявлении Салганакское (I-3-35), расположенном на правом берегу р. Уймень. Оно связано с расслоенным мафит-ультрамафитовым Салганакским интрузивом раннекембрийского уйменского комплекса. Здесь наблюдается магнитная аномалия, обусловленная залежью титаномагнетитовых и магнетитовых руд мощностью несколько метров и протяженностью в несколько десятков метров. Рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирит) в расслоенных габброидах образуют вкрапленность, линзочки, тонкие полосы. Содержание железа 10–14 %, диоксида титана – 6,32 %.

Марганец сосредоточен в одном мелком месторождении и трех проявлениях. Известны пять площадных шлиховых ореола псиломелана и несколько точечных литохимических аномалий в коренных и рыхлых породах.

Марганцевое оруденение в регионе формировалось в девоне и в мел-палеогеновых корях выветривания. Девонский уровень марганцевого оруденения приурочен к вулканогенно-осадочной риолитовой формации эмского возраста. Девонские проявления сосредоточены в Холзуно-Белорецком рудном районе (месторождение Прозрачное и проявления Коксинское 1, Ночное Коксу), где выделяется три марганценозных горизонта, из них два – стратиграфически ниже основного железорудного горизонта, третий – пространственно с ним совмещен. Оруденение в мел-палеогеновых корях выветривания локализуется в Сугульско-Бирюлинском (Больше-Ишинском) рудном узле.

Месторождение Прозрачное (III-1-5) находится в 12 км к северо-востоку от Холзунского месторождения. В составе рудоносной пачки верхнекоргонской подсветы горизонт туфов и осадочных пород обогащен гематитом, содержит линзы гематитовых руд. В местах выклинивания железорудных тел появляются браунитовые руды мощностью от первых сантиметров до 6,5 м. Они прослеживаются до 2,5 км, приурочены к подошве и кровле железорудного горизонта. Содержание оксида марганца в них 12–35 %.

В рудной зоне протяженностью 2,5 км залегают три линзовидных рудных тела мощностью до 5,6 м. Прогнозные ресурсы марганца категории P_2 составляют 25 млн т.

Проявление Коксинское 1 (III-1-4) находится на хр. Коксинские Белки напротив устья р. Сидячиха. В местах выклинивания железорудных тел появляются марганцовистые карбонатно-кремнистые прослои мощностью от первых сантиметров до 1,5 м, прослеживающиеся до 1,75 км, приуроченные к подошве и кровле железорудного горизонта. Содержание оксида марганца в них на севере участка до 8,07 %, на юге – 6,57 %, в остальных

пробах — 1,14–1,34 %. Руда состоит из темно-вишневых обломков туфо-алевролитов, сцементированных манганокальцитом. С поверхности карбонатно-кремнистая марганцевистая порода покрыта коркой марганцевых гидрооксидов до 5–6 см толщиной. Оценка прогнозных ресурсов оксидных руд марганца для перспективного Холзуно-Белорецкого района, выполненная Н. П. Бедаревым [20] по состоянию на 1.01.2003 г., составила P_2 — 30 млн т, по месторождению Прозрачное категории P_1 — 20 млн т.

Бирюлинское (I-3-27), Колбашкинское (I-3-2), Сугульское (I-3-11), Урлуспакское (I-3-6) проявления и ряд пунктов минерализации содержат марганцевое оруденение в мел-палеогеновых корках выветривания. Оно представлено линзами оксидов марганца мощностью от 0,7 до 1,5 м и протяженностью в несколько десятков метров. Руды сложены кремнисто-псиломелановым агрегатом и пиролюзитом. Концентрации компонентов составляют (%): MnO — 10–16,8; MnO_2 — 8,7–12,5; P_2O_5 — 0,1–0,28. Все эти проявления не разведывались.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади листа известно три малых месторождения (Чибитское, Каракуль, Уландрыкское), 33 проявления и пять пунктов минерализации. Кроме того, зафиксировано три шлиховых ореола и 11 литохимических аномалий в рыхлых породах.

Медное оруденение формировалось с рифея по мезозой включительно и проявилось в виде семи рудных формаций, из которых наибольшие перспективы имеет медно-порфировая (Уландрыкское месторождение, проявления Сарнинское, Аккольское), в том числе медно-молибден-золото-порфиновый тип (Кульбичское малое месторождение, проявления Некрасовское, Садакбай). Для юго-восточной части района характерно эпитермальное комплексное вольфрам-медь-висмут-кобальтовое сульфоарсенидное оруденение, для северо-западной — стратиформные проявления формации медистых песчаников и сланцев в отложениях среднего ордовика. По всей территории листа распространены жильные проявления и пункты минерализации медно-кварц-сульфидной формации, в одном случае достигающие масштабов малого (Чибитского) месторождения. В виде постоянной примеси в рудах медь устанавливается на севере — в золото-скарновых месторождениях и проявлениях Синюхинское, Оюкское месторождения; проявления Актуру). Комплексное месторождение Каракуль охарактеризовано в разделе «Кобальт».

Месторождение Чибитское (III-4-22) залегает в карбонатных породах баратальской серии. С поверхности горными выработками вскрыты 35 кварцево-карбонатных жил мощностью 0,15 до 0,7 м и штокверковое рудное тело мощностью от 2 до 10 м. Оруденение представлено вкрапленностью халькопирита, халькозина, барита, ковеллина, малахита, азурита. По данным бороздового опробования содержание меди колеблется от 0,5 до 1,5 %, достигая 16 %, серебра — от следов до 35,45 г/т. Отмечаются следы золота и повышенное содержание ртути (до 0,0001 %). По вертикали в обнажениях отдельные жилы прослежены на 90 м без заметного изменения минераль-

ного состава. Месторождение отнесено к кварц–халькопиритовому минеральному типу медно-кварц-сульфидной формации. По данным М. А. Жеромского [324], запасы месторождения составляют 65 000 т меди. Месторождение нуждается в оценке на глубину.

Медно-порфировое месторождение Уландрыкское (IV-6-28) приурочено к Уландрыкско-Аксайской тектонической зоне северо-западного простирания и локализуется в северном контакте субвулканического Уландрыкского интрузива. Ширина оруденелой полосы достигает 1–1,2 км, длина около 6,6 км. Вмещающими породами являются вулканические образования аксайской свиты нижнего девона, прорванных субщелочными высококалийными микропегматитовыми гранитами Уландрыкского массива. В эффузивах и лейкогранитах наблюдаются окварцевание, серицитизация, гематитизация, карбонатизация, пиритизация, омарганцевание, лимонитизация. Оруденение накладывается на метасоматически измененные породы аксайской свиты и на микропегматитовые лейкограниты. Оруденение сопровождается мощными крутопадающими зонами тектонических брекчий, сцементированных кварц-гематитовым материалом, несущим железное и медное оруденение. По простиранию в рудной зоне отмечаются раздувы мощностью до 200 м и разветвления в виде конского хвоста. Медное оруденение, представленное первичными сульфидными рудами, характеризуется вкрапленными, прожилково-вкрапленными и гнездово-вкрапленными текстурами, окисленные руды представлены реликтивными вкрапленниками, гнездами, прожилками сульфидов, с пленками, корочками, натечными агрегатами малахита, хризоколлы, азурита. По данным бороздового и кернового опробования максимальные содержания меди устанавливаются в рудных брекчиях – до 2,11–7,446 %, в кварцевых жилах с медной минерализацией – до 3,77 %, в кварцитовидных метасоматитах – до 1,856 %, интенсивно карбонатизированных метасоматитах – до 1,52 %. Микропегматитовые граниты характеризуются более низкими содержаниями меди – до 0,73 %. Относительно высокими содержаниями меди также характеризуются коры выветривания – до 1,33 %. По данным химического анализа максимальные содержания железа в малахито-гематито-кварцевых брекчиях – до 35,97 %. Кроме того, в рудах отмечаются элементы-спутники, представленные: хромом – 0,5 %, золотом – до 0,5 г/т, лантаном – до 0,01 %, стронцием – до 0,1 %, мышьяком – до 0,1 %, висмутом – до 0,001 %, сурьмой – до 0,01 %, серебром – до 30 г/т, барием – 6,92 %, иттрием – до 0,1 %, ниобием – менее 0,01 %, галлием, иттербием – 0,007 %, вольфрамом, ванадием – до 0,05 %.

Здесь прогнозируется редкоземельно-железо-медное месторождение – среднее по меди и мелкое по железу, иттрию и иттербию. Только в пределах Уландрыкского участка в пределах медных руд (со средним содержанием иттрия 0,4 %) прогнозные ресурсы Y_2O_3 составили по категории P_1 – 2,2 тыс. т и категории P_2 – 14,8 тыс. т. Прогнозные ресурсы иттрия, при содержании 0,1 %, по всей Уландрыкской зоне по категории P_3 составили 30 тыс. т. Прогнозные ресурсы меди в пределах того же Уландрыкского участка при бортовом содержании – 0,4 % составили P_1 – 85,7 тыс. т и категории P_2 – 560 тыс. т, по всей Уландрыкской рудной зоне P_3 – 1200 тыс. т, при содержании 0,72 % [369, 423].

Медно-молибден-вольфрамоворудное месторождение Калгутинское (IV-5-29) контролируется одноименным массивом гранитов чиндагатуйского гранит-лейкогранитового комплекса (J_1). С биотитовыми порфирировидными гранитами, микрогранит-порфирами и гранит-порфирами связано медно-молибден-порфирировое оруденение, с дайками эльванов и онгонитов — кварцево-грейзеновое вольфрам-молибденовое. С момента открытия месторождения (1937 г.) руд основное внимание обращалось при поисках и разведке на жильное и грейзеновое вольфрам-молибденовое оруденение. При этом не рассматривалась возможность присутствия на месторождении более ранних руд медно-молибден-порфирирового типа, на который могло быть наложено традиционное жильное кварц-вольфрамитовое и кварцево-грейзеновое бериллий-молибден-вольфрамовое оруденение, с образованием комплексной полихронной минерализации. По данным Б. Г. Семенцова и др. [234], на месторождении выделяются несколько этапов рудообразования: ранний кварцево-жильный с сульфидной стадией, прожилково-вкрапленный, основной кварцево-жильный, внутрирудный «ультраредкощелочной» и поздний кварцево-жильный. В рудах месторождения, по-видимому, совмещены продукты прожилково-вкрапленной медно-молибден-порфирировой минерализации, кварцево-жильного и грейзенового молибден-вольфрамового оруденения. В рудном поле и рудных телах различаются три типа руд: прожилково-вкрапленный «молибденового штока», прожилково-вкрапленный медно-молибден-порфирировый и жильный кварц-вольфрамитовый. Запасы меди по месторождению по C_2 составили 3,9 тыс. т при средних содержаниях меди 0,57 %.

Проявление Верх-Кольчакское (I-4-19) располагается на перевале рек Самыш—Кольчак—Ижун в 18 км к юго-западу от коленообразного поворота Телецкого озера от меридионального к широтному направлению, в 9 км к югу от устья р. Самыш. Проявление приурочено к толще вишнево-красноцветных косослоистых песчаников, алевролитов, редко аргиллитов, с пластами внутриформационных валунно-галечных полимиктовых конгломератов, с видимой мощностью 800 м и элементами залегания: аз. пад. 200° , углы падения $35-40^\circ$. Проявление представлено отдельными линзами мощностью до 0,5 м минерализованных (малахитизированных) зеленовато-серых аргиллитов, залегающих среди вишневых песчаников и слагающих обломки в пестроцветных конгломератах в этой же толще (минерализованных обломков — до 10 % от общего числа галек). Оруденелые породы вскрываются в придорожной выемке меридионального отрезка улучшенной грунтовой лесовозной дороги Иогач—Самыш—Кольчак—Ижун. Штуфные пробы минерализованных аргиллитов показали содержания меди по спектральному анализу 0,01—0,5 %, следы серебра. Рудовмещающая красноцветная толща отнесена к нижней части гурьяновской свиты O_{2-3} Уймено-Лебедской зоны, так как в 1 км к югу от перевала с карьером (т. е. выше по разрезу) из пачки тонкопереслаивающихся пестроцветных, табачно-серых алевролитов, аргиллитов, серых органогенных известняков, согласно перекрывающей красноцветы, собрана фауна (брахиоподы, кораллы, мшанки, трилобиты, криноидеи), показавшая, по З. Е. Петруниной, средне-позднеордовикский возраст.

Свинец и цинк. На площади листа известно шесть мелких полиметаллических месторождений, 24 проявления, один пункт минерализации, пять

литохимических аномалий в рыхлых породах, два — в коренных и 15 шлиховых ореолов.

Полиметаллическое оруденение формировалось с венда до мезозоя включительно. Локализовано оно преимущественно в карбонатных породах в виде стратиформного гидротермально-метасоматического свинцово-цинкового (Ширгайтинское, Ильинское, Верхне-Кастахтинское месторождения), среднетемпературного жильного полиметаллического (Кылайское месторождение), эпитермального жильного серебряно-свинцово-цинкового формационных типов (Кызыл-Чинское, Чаган-Бургазинское месторождения, проявление Богуты), стратиформного полиметаллического в известняково-терригенных разрезах (Сарыгиматейское).

Месторождение Ширгайтинское (II-2-5) находится в правом борту р. Песчаная. Приурочено к контактам карбонатных пород с межпластовыми телами субвулканических риолитов. Основные рудные тела залегают в лежащем боку одного из таких субвулканических тел. Гидротермально-метасоматические образования сложены кварцем, карбонатами, актинолитом, хлоритом. Рудные минералы: молибденит, шеелит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, пирит. Содержания полезных компонентов (%): свинца — 1,51; меди — 1,21–1,22; цинка — 0,84–3,77; трехокси вольфрама — 0,01–0,04; молибдена — 0,01–0,03; серебра — 0,4–64,8 г/т. Кроме того, оруденение локализуется в известняках и известково-глинистых сланцах на участках их тонкого переслаивания. Рудные тела имеют форму согласных пласто- и линзообразных залежей. Наиболее крупное из них имеет длину по простиранию 580 м, среднюю мощность 1,5 м. Руды медно-свинцово-цинковые и медно-цинковые. Реже отмечаются медные, медно-молибденовые и молибденосодержащие разновидности, заключенные обычно в блоки медно-цинковых руд. Отношения содержаний основных компонентов в рудах: $Cu : Pb : Zn = 1 : 1,1 : 2,9$. До глубины 50 м руды интенсивно окислены и состоят из рыхлого пористого агрегата лимонита, церуссита, смитсонита, малахита, реже англезита, азурита, хризоколлы, куприта, вульфенита, штольцита. В первичных рудах преобладают сфалерит, галенит, халькопирит, в меньших количествах присутствуют молибденит, шеелит, пирротин, марказит, весьма редко — борнит, блеклая руда, бурнонит, пирит, арсенопирит. Жильные минералы представлены в основном кварцем, эпидотом, кальцитом.

Месторождение Ильинское (I-2-57) открыто в 1951 г. М. А. Тригубовичем, разведано в 1951–1954 гг. до глубины 350 м. Оруденение локализуется в песчаниках и известково-глинистых сланцах барагашской свиты нижнего девона и контролируется зоной субмеридионального разлома, трассирующегося дайкой риолитов куюганского комплекса. В восточном лежащем контакте дайки развита зона окварцевания длиной 1300 м, мощностью до 5 м, с крутым восточным падением. Зона сопровождается полосой гидротермально измененных пород (кварц, эпидот, кальцит, флюорит, серицит, хлорит) мощностью до 10–15 м с прожилково-вкрапленной минерализацией галенита, реже халькопирита, пирита, сфалерита. Оруденение прерывистое, кустового характера, тяготеет к зальбандам. До глубины 25 м руды в значительной степени окислены (лимонит, церуссит, реже смитсонит, малахит, азурит, англезит, плюмбоярозит). Средние содержания в рудах (%):

Pb — 1,23; Zn — 0,35; Cu — 0,04; F — до 2,11; Ag — 9,6–10,2 г/т; Au — до 0,2 г/т. Забалансовые запасы свинца категории C₂ — 1215 т. С глубиной наблюдается выклинивание рудных тел, перспективы месторождения ограничиваются разведанными запасами.

Месторождение Верхне-Кастахтинское (III-2-9) находится в верховьях р. Кастахты и связано вьючной тропой с пос. Кастахты. Выявлено в 1952 г. К. Д. Нешумаевой [376] и исследовано более детально А. Д. Фоминых (1959). Район месторождения сложен породами урскульской эффузивно-осадочной серии. Рудовмещающей является ее средняя часть мощностью 150–180 м, представленная известковистыми и углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями кислых туфов и полимиктовых песчаников. Рудовмещающие отложения прорваны небольшим массивом пироксенового габбро и дайками долеритов урскульского комплекса позднедевонского возраста. Месторождение приурочено к западному крылу Каерлыкской синклинали, имеющему крутое (56–70°) падение на восток. Рудное тело — межпластовая залежь среди трещиноватых известковисто-глинистых сланцев. В трещинах наблюдается прожилковое оруденение. Эрозией в месте наиболее глубокого вреза вскрыта лишь верхняя часть рудного тела. Оно прослежено на 300 м при мощности богатых руд 11 м. По данным химического и спектрального анализов бороздовых и точечных проб установлено содержание свинца — 0,24–6,88 %; цинка — 0,62–10,32 %; меди — 0,01–3,45 %. Отмечается увеличение содержания полезных компонентов с глубиной. По данным спектрального анализа точечных и бороздовых проб установлено содержание (%) рубидия — 0,035; кадмия — 0,02; циркона — 1; олова — более 0,1; лантана — 0,05; ниобия — 0,01; иттербия — 0,03; иттрия — 0,2; церия — 0,1. В наиболее богатых рудах количество рудных минералов составляет 20 % от общего объема породы. Руды представлены в основном сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом, встречающимися совместно с кварцем, карбонатами, баритом и флюоритом. А. Ф. Фоминых произвел подсчет запасов по рудному телу, имеющему длину 300 м при средней мощности 12,7 м на глубину 150 м. При средних содержаниях свинца 1,62 %, меди 0,22 %, цинка 2,40 % общие запасы руды (объемный вес 2,9) составляют 828 676 тыс. т. Запасы металлов в руде составляют (т): свинца — 13 424; цинка — 19 888; меди — 1823.

Проявление Саганы-Кылайское (I-3-40) приурочено к вулканическому центру на горе Кылай. В рудном поле доминируют свинцовые руды в кварцевых жилах, хотя отмечена и колчеданно-полиметаллическая минерализация. Жильная зона кварц-карбонатного состава имеет мощность от 1 до 6,5 м (средняя 2,4 м) и протяженность более 1 км. Рудные минералы — галенит и халькопирит. Зона окисления представлена церусситом, пироморфитом, англезитом, ванадинитом, вульфенитом, буланжеритом, азурином, редко — самородной медью. Содержания свинца от 0,1 до 35,57 % (среднее 3,39 %), цинка от 0,1 до 15,37 % (среднее 4,07 %), меди от 0,01 до 2,11 %, серебра от 2 до 182 г/т.

Проявление Верхне-Теректинское (III-2-7) расположено в верховьях Большой Терехты. Выявлено и обследовано поисковым отрядом экспедиции № 8 ВАГТ под руководством А. Ф. Фоминых в 1957 г. и связано с пос. Терехты вьючной тропой. Приурочено к Чарышко-Теректинскому

разлому. На участке известно несколько рудных зон. Наиболее крупная прослежена на южных склонах высотной отметки 2427,0 м на расстояние 1500 м при мощности от 1,5 до 7,0 м. Она представлена дробленными гидротермально измененными алевролитами и туфами девонских риолитов с обильной вкрапленностью сульфидов (галенита, сфалерита, пирита и пирротина). По данным спектрального и химического анализов бороздовых и точечных проб устанавливается содержание (%) свинца — 0,03–1,78; цинка — 0,01–1,0; меди — до 0,3, а также никеля — 0,003–0,3 и кобальта — 0,003. Рудная зона имеет восточное падение под углами 60–75°. Околорудные изменения вмещающих пород — окварцевание, хлоритизация, серицитизация. Участок заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ на открытие месторождения гидротермального типа минерализованных зон в вулканических породах (медно-сульфидная с золотом и серебром? рудная формация).

Месторождение Кызыл-Чинское (III-5-41) находится в 9 км к юго-западу от с. Чаган-Узун на высотах 1800–1970 м и приурочено к зоне сопряжения Аккаинского сброса и Кызылчинского разлома, представляющей собой пучок сближенных субпараллельных и оперяющих разрывов и полосу интенсивной гидротермальной проработки, мощностью до 1 км. Вмещающие породы — вулканогенная аксайская и терригенная кызылшинская свиты девона. Рудное поле выделено по площади распространения наиболее концентрированного эпитептермального полиметаллического оруденения, с флюоритом и киноварью. Околорудные изменения представлены аргиллизитами. Важнейшим структурным элементом рудного поля является зона Кызылчинского разлома. Месторождение представлено четырьмя рудными зонами. 1-я рудная зона имеет протяженность около 1400 м при мощности от нескольких метров на флангах до 150 м центральной части. Прослежена на глубину 220–310 м. Собственно рудная зона развита по туфогенно-терригенным образованиям. Метасоматические изменения пород представлены окварцеванием, карбонатизацией, каолинизацией, флюоритизацией, баритизацией, сульфидизацией. В ее пределах выделено четыре рудных тела линзообразной формы. Главное рудное тело расположено в восточной части рудной зоны. Длина его с поверхности 270 м при средней ширине 5,4 м; на горизонте штольни изученная длина 140 м, при средней мощности 10 м. Среднее содержание с поверхности: Pb — 1,32 %, Zn — 4,41 %; на горизонте штольни: Pb — 1,18 %, Zn — 7,23 %. 2-я рудная зона — локализована в зоне сброса, оперяющего Кызылчинский разлом. Представляет собой осветленные породы, которые тянутся в широтном направлении на 900 м с крутыми падениями в южных румбах. Из метасоматических изменений наиболее характерна каолинизация. В восточной части рудной зоны находится рудное тело, протяженностью 220 м и средней мощностью 0,8 м (от 0,3 до 3 м), содержание Pb — 5 % (от 0,01 до 36,1 %), Zn — сотые доли процента, Ag — от 1 до 23,6 г/т. 3-я рудная зона находится в 2 км от основных участков месторождения, рудоносность ее значительно уступает двум первым рудным зонам. 4-я рудная зона представляет собой полосу интенсивно осветленных пород среди арыджанской свиты венда—средне-го кембрия, аксайской и кызылшинской свит девона. Мощность ее до 40–50 м, простираение субширотное, падение южное, крутое (70–80°). Содер-

жания свинца 1–10 %, цинка – сотые, ртути – тысячные доли процента, серебра – до 500 г/т. Рудных тел в зоне не выделено, но к ней приурочена комплексная геохимическая аномалия свинца, цинка, ртути и серебра. Разведочными работами в 1950-х годах подсчитаны запасы категории C_2 : свинца – 6 тыс. т, цинка – 17,4 тыс. т, серебра – 5,5 т. По работам 1978–1980 гг. [311] оценены прогнозные ресурсы категории P_1 . В сумме запасы и прогнозные ресурсы категории P_1 составили 192,2 тыс. т цинка и 40,6 тыс. т свинца при средних содержаниях 5,68 и 1,2 %, соответственно. Ресурсы серебра определены в 40,9 т при среднем содержании 12,1 г/т.

Месторождение Чаган-Бургазинское (IV-5-19) открыто в 1953 г., разведано поверхностными горными выработками и штольной [403]. Находится в крутом правом борту долины р. Чаган-Бургазы, где в виде полосы длиной 1,6 км пересекает руч. Урзарсай в субмеридиональном направлении, в 10 км выше по течению от погранзаставы. Месторождение открыто при разведке рядом расположенного Урзарсайского вольфрамового месторождения. Вмещающие породы – кварц-хлоритовые сланцы и песчаники катунской свиты. Рудные тела месторождения представляют собой жилы выполнения северо-западной ориентировки и северо-восточного падения. Выявлено 26 рудных тел. Они залегают в протяженных минерализованных зонах дробления, с милонитами и катаклазитами. Мощности рудных тел от 0,03 до 2,0 м, протяженность 15–414 м. По падению прослежены не менее чем на 40 м. Главные жильные минералы представлены карбонатами (кальцит, анкерит) и кварцем. Около 1 % жильной массы составляет флюорит. Рудные минералы представлены галенитом, слагающим до половины объема жильной массы, халькопиритом, блеклыми рудами, сфалеритом, также церусситом, англезитом, лимонитом, малахитом, азуритом. Рудная зона прослежена по простиранию на 1000 м при ширине 200–250 м. Некоторые рудные тела вскрыты глубокими шурфами на 5–10 м и штольной на глубину до 80 м (длина штольни 150 м, горизонт 2270 м). Месторождение расположено среди серии сближенных зон дробления в центральной и восточной частях Чаганбургазинской зоны разломов субмеридиональной – северо-западной ориентировки, сопровождаемой дайками долеритов. Насыщенность дайками в центральной части месторождения (500 × 400 м) очень высока. Здесь же установлено поле ороговикованных пород – апофиза от Урзарсайского штокверка [403]. Месторождение оконтуривается вторичным ореолом свинца по изолинии 0,004 (2,2 км × 500 м). Ореолы свинца такой же интенсивности зафиксированы и севернее и южнее месторождения в породах девонского обрамления. Средние содержания по рудным телам изменяются от 0,41 до 23,55 % свинца; от 0,74 до 955,8 г/т серебра; от 0,1 до 6,2 г/т золота. По данным Оболенского [403], самородное золото в виде тончайших вкраплений размером 0,0007–0,001 мм сосредоточено в галенитах. Текстуры руд массивные, вкрапленные, полосчатые и брекчиевые. Свинцово-серебряное оруденение относится к гидротермальному низкотемпературному типу. Серебро содержится как в галените, так и в самородном виде. Запасы $C_1 + C_2$: свинца – 15,7 тыс. т, серебра – 23,6 т – забалансовые [403].

Проявление Сарыгиматейское (III-6-25). Полиметаллическое оруденение (типа SEDEX) в терригенно-карбонатных образованиях сарыгиматей-

ской толщи венда—нижнего кембрия получило развитие в долине р. Сарыг-Ыйматы. Выявленное в 1956 г. проявление приурочено к северо-восточному крылу Сарыгиматейской антиклинали в месте ее осложнения флексурным перегибом и сменой широтного простириания на юго-восточное. Центральная часть проявления сложена толщей светлых, серых, желтоватых слоистых, плитчатых мраморов. Она смята в крутые складки с размахом крыльев в сотни метров. В северо-восточной и юго-восточной частях проявления на толще карбонатных пород залегают переслаивающиеся тонкослоистые, рассланцованные алевропесчаники, алевролиты, известковые алевролиты и песчаники с прослоями серых, темных известняков. В юго-восточной части в тектонических блоках появляются ортосланцы и отдельные линзы рассланцованных долеритов. Породы пересечены сериями зон дробления, брекчирования, с окварцеванием, кальцитизацией. Полиметаллическое оруденение приурочено к пачке алевролитов с прослоями кварцевых песчаников и мраморизованных известняков. Мощность пачки около 100–120 м. По простирианию она прослежена на 5 км. В пределах рудной зоны выделяются три подзоны: Центральная, Восточная и Западная.

Центральная подзона протягивается в северо-западном (290–300°) направлении вдоль правого борта р. Сарыг-Ыйматы на 2 км при ширине около 100–110 м и пространственно совпадает с выходами рудовмещающей пачки. В юго-восточной части подзоны выявлено рудное тело № 1 (северное). Прослеженная длина тела около 600 м, мощность не менее 24 м. Канавы не вышли из рудного тела. Руды тонкозернистые, тонкослоистые сфалерит-галенитовые, интенсивно окислены. Вмещающие породы метаморфизованы и превращены в сланцы серицит-мусковит-кварц-хлоритовые с обильной насыщенностью рудными минералами (галенитом, сфалеритом, пиритом, редко пирротином). Содержания свинца колеблются от 0,5 до 12,6 %, цинка — от 0,3 до 4,6 %. На мощность 14 м средние содержания элементов составляют: свинца — 5,21 %, цинка — 2,78 %. С рудным телом совпадает отрицательная аномалия естественного поля интенсивностью от –100 до –250 мВ, протяженностью 1750 м и шириной 80–200 м. Рудное тело сопровождается четырьмя ореолами свинца (0,1–1 %), цинка (0,04–0,06 %), бария (0,2–0,4 %) от 300 до 600 м в поперечнике. Ореолы группируются в аномальную зону протяженностью около 2,5 км при ширине от 200 м до 1 км.

Восточная рудная подзона протягивается в юго-восточном направлении на 200 м при ширине 100–300 м. В северо-западной части подзоны выделено рудное тело № 2, приуроченное к контакту пачки светлых известняков с пачкой темных косослоистых песчаников и алевролитов, локализуясь в последних. Рудное тело имеет пластовый характер протяженностью 14 м и мощностью 1,8 м. Фланги рудного тела перекрыты осыпями. Рудное тело окислено и имеет зональное строение. Текстуры руд — вкрапленные и полосчато-вкрапленные. На продолжении рудного тела обнаружены обломки массивных мелко-тонкозернистых галенит-сфалеритовых руд, окисленных с поверхности, а также коренные выходы окисленных руд. Общая протяженность пластового тела с учетом свалов и отдельных выходов руд составляет 350 м. Содержания компонентов в рудном теле № 2 составляют (%): свинца — от 1,17 до 8,08 (среднее 4,59), цинка — 21, меди — 0,12, индия — 0,1, кадмия —

0,0025, серебра – 0,0015. Рудному телу соответствует отрицательная аномалия ЕП интенсивностью до 300–600 мВ, протяженностью 2,5 км при ширине 250–300 м. В эпицентре аномалии при проходке канав вскрыты три пласта мощностью 20–30 м рассланцованных алевропесчаников с содержанием до 0,8–1 % меди. К северо-западной части рудной подзоны тяготеет вторичный ореол свинца с содержанием до 0,1–1 %.

Западная рудная подзона располагается в междуречье Сарыг-Ыйматы–Борт-Адыр. Подзона выделяется по серии литохимических шлиховых ореолов и потоков рассеяния свинца и цинка, а также по отдельным находкам вторичных полиметаллических руд при ширине около 700 м и протяженности до 2 км. Подзоне соответствуют 19 вторичных ореолов свинца (0,1–1 %), цинка (0,08–0,1 %), бария (0,1–0,2 %) размерами от 50 × 50 м до 2500 × 300 м. Ореолы не проверялись.

Кобальт концентрируется в трех мелких месторождениях, пяти проявлениях, двух пунктах минерализации, одной площадной литохимической аномалии и нескольких точечных аномалиях в рыхлых и коренных породах.

Кобальтовое оруденение Горного Алтая характеризуется линейно-узловым распределением и обнаруживает пространственную связь с дайками долеритов щелочно-базальтовой магмы и скарнами в связи с гранитоидами повышенной основности [27, 148]. Преобладающий тип оруденения относится к кобальтовой сульфоарсенидной гидротермальной формации, наиболее типичными представителями которой являются Карагемское, Каракульское, Оленджуларское и Тоштоузекское месторождения.

Кобальтовое жильное оруденение распространено во многих районах Горного Алтая, однако наибольшие перспективы оно имеет в Юстыдском рудном узле. В составе последнего выделено перспективное Каракульское рудное поле. Преобладающим типом оруденения является кобальт-сульфоарсенидный тип.

Месторождение Каракульское (IV-6-13) локализуется в терригенных породах юстыдской серии, прорванных гранитами Барбургазинского массива юстыдского комплекса и дайками долеритов караюкского (D₃) и терехтинского (P₂–T₁) комплексов [20]. В пределах рудной зоны породы девона турмалинитизированы, окварцованы, сульфидизированы, хлоритизированы, содержат кальцитовые и анкеритовые прожилки. Рудоконтролирующими являются разрывные нарушения субмеридионального направления, падающие обычно под углами 40–80° на восток и выраженные сближенными зонами дробления, интенсивной трещиноватости. Наиболее перспективной является Западная рудная зона, протяженностью свыше 3,5 км. Глубина распространения оруденения достигает 500 м. В 300 м к востоку находится Восточная зона. Менее изучены Малахитовая, Юго-Западная и Северо-Восточная зоны. На месторождении выявлено около 30 рудных тел мощностью от 1 до 23 м, протяженностью до 700 м. Рудные тела представлены тектоническими брекчиями терригенных пород, сцементированных хлорит-турмалин-кварцевым агрегатом. Полезными компонентами, кроме кобальта, висмута, меди, вольфрама, являются также золото и серебро. Главные рудообразующие минералы: пирротин, пирит, марказит, глаукоdot, халькопирит, арсенопирит, кобальтин; более редки висмутин, самородный висмут, шеелит, халькозин, ковел-

лин, гетит-гидрогетит, сфалерит, вольфрамит, борнит. Текстуры руд: густо-вкрапленная, пятнистая, прожилковая. Средние содержания полезных компонентов в рудах (%): кобальта — 0,3, висмута — 0,13, меди — 0,5, триоксида вольфрама — 0,06. Запасы категории C_2 : кобальта — 20 375 т (при среднем содержании 0,20 %), висмута — 14 416 т (0,14 %), меди — 51,8 тыс.т (0,52 %), триоксида вольфрама — 11 040 т (0,11 %), золота — 1,245 т (среднее содержание 0,47 г/т), серебра — 4,629 т (5,2 г/т) [442].

Месторождение Карагемское (IV-4-5), открытое в 1952 г. Ферганской экспедицией ВИМСа, расположено в нижнем течении р. Карагем, правого притока р. Аргут. Минерализация кобальта пространственно связана с мраморизованными и скарнированными известняками силура, реже с кварцитовидными породами и минерализованными зонами в ороговикованных черных сланцах в экзоконтакте Иедыгемского гранодиоритового массива катандинского комплекса D_{1-2} . Рудная минерализация проявлена в виде рассеянной вкрапленности или гнезд, выдержанных прожилков 1–5 см, сложенных первичными кобальтовыми минералами, приурочена к зонам дробления и брекчирования, к крутопадающим кварцево-карбонатным и карбонатным прожилковым зонам. Кроме того, рассеянная минерализация отмечается во вмещающих породах вдоль контактов с рудными жилами. Мощность рудных тел достигает 1–1,5 м, протяженность колеблется от нескольких метров до 100–150 м. По падению рудные тела прослеживаются на 50–100 м. Рудная минерализация на месторождении представлена кобальтином, сафлоритом, эритрином, глаукодотом, леллингитом. В незначительном количестве присутствуют пирит, халькопирит, молибденит и золото. В пределах рудного поля выделены два участка: Чибитский и Центральный. Чибитский участок расположен на правом борту р. Чибит, в 1300 м от устья. Рудоконтролирующим является горизонт окремненных и скарнированных известняков мощностью от 10–15 до 65–70 м, прослеженный по простиранию на 650 м. Простирание рудоносных зон и жил от 275 до 355°, углы падения 40–85°. Мощность рудных зон колеблется от 5 до 2,5 м, до 10–15 м при длине до 100 м. Содержание кобальта 0,01 – 6,38 %, в среднем 0,25 %. На западном фланге участка содержание кобальта значительно ниже и колеблется в пределах от 0,005 до 0,39 %.

Центральный участок расположен в правом борту долины нижнего течения р. Карагем между ее притоками р. Чибит и логом Садуковский. В геологическом строении участка принимают участие ороговикованные песчаники, мраморизованные и окремненные известняки, эпидот-гранат-пироксеновые скарны и гранодиориты массива. Основными рудоконтролирующими структурами являются трещинные зоны, зоны дробления и кварц-кальцитовые жилы с богатой кобальтовой минерализацией в виде эритрина, кобальтина, сафлорита и гетерогетита. Простирание зон 270–350°, падение к северу и северу-востоку под углами 60–85°. На западном фланге участка мощность рудных тел колеблется от 0,05 до 0,7 м, изредка до 8 м. Химический анализ бороздовых и задирковых проб показывает от 0,01 до 11,2 % кобальта при среднем содержании 0,52 %. На восточном фланге участка выявлено 28 рудных жил мощностью от 0,05 до 1,0 м, прослеженных на 10–33 м. Содержание кобальта 2,3 %. По своим масштабам Карагемское месторождение может быть отнесено к малым промышленным. Запасы кобальта по категории $C_1 + C_2$ составляют 812 т.

Месторождение Владимировское (II-1-10), расположенное в верховье руч. Быструха, левого притока р. Чарыш, открыто в 1953 г. А. И. Бархаловым при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000; разведано. Район месторождения сложен туфами андезитов нижнедевонской коргонской свиты, прорываемыми штоком габбро-диоритов майорского комплекса (D₁₋₂). В его контакте наблюдается зона скарнов мощностью 400 м и протяженностью более 2 км, с наложенной кобальтовой минерализацией. Скарны образованы в результате метасоматического замещения туфов девонской толщи и в меньшей мере — за счет диоритов. Амфибол-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны в рудных зонах преобразованы в кварц-скаполит-амфибол-анкеритовые породы. Гнездово-вкрапленное и прожилковое кобальтовое оруденение имеет наложенный характер. Величина вкрапленников от долей мм до 2—3 см, мощность прожилков 0,5—0,7 см. В пределах зоны по бортовому содержанию кобальта 0,1 % выделено несколько линзо-штокообразных и реже пластообразных рудных тел и гнезд, приуроченных к местам пересечения субширотных и субмеридиональных тектонических зон. Минеральные типы руд — кобальтиновый, кобальтсодержащий арсенопиритовый, пирит-пирротиновый с уранинитом (линзы до 1 × 13 м) при среднем содержании урана — 0,116 % и тория — 0,007 %, сфалеритовый. Зона окисления развита в отдельных случаях до 30—60 м. Гипергенные минералы представлены халькозином, ковеллином, марказитом, малахитом, азуритом, эритрином, гетитом, псиломеланом. Содержание кобальта в рудах варьирует от следов до 7,43 % при среднем по месторождению — 0,5 %. Руды содержат кадмий (до 10—20 г/т). Запасы кобальта по категориям В + С₁ + С₂ на глубину 120 м составляют 941,3 т.

Урановая минерализация также приурочена к скарнам, а в их пределах локализуется в сульфидизированных (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, борнит, кобальтин) зонах дробления. Наиболее крупная урановорудная зона прослежена на 150 м при ширине 10—15 м. Урановая минерализация представлена мелкими вкраплениями уранинита в амфиболе и пирите. Содержание урана на проявлении варьирует от следов до 0,49 %.

Молибден встречен в двух комплексных молибден-вольфрамовых месторождениях, 13 проявлениях, пяти площадных шлиховых ореолах, двух литохимических аномалиях молибдена — в рыхлых и коренных породах.

Молибденовое оруденение распространено на юго-западе и северо-западе (грейзеновое и жильное), юго-востоке (грейзеновое и медно-молибден-порфиоровое) площади листа, а также установлено на севере, в составе медно-молибден-золото-порфиорового малого месторождения Кульбич.

Месторождение Аккемское (IV-3-1) располагается на северном склоне Катунского хребта. Оно было открыто в 1925 г. В. П. Нехорошевым при маршрутных исследованиях в бассейне р. Аккем. В 1937 г. на месторождении производилась разведка с поверхности поисковой партией Запсиботделения «Союзредметразведки». Месторождение приурочено к полосе раздробленных и рассланцованных пород горноалтайской серии. В 3,5 км к югу от месторождения они прорваны катаклазированными плагиогранитами и тоналитами Аккемского массива, относящегося к катандинскому

интрузивному комплексу. По данным В. А. Кузнецова, рудными телами являются молибденсодержащие кварцево-жильные зоны в полосе дробленых серицитизированных, пиритизированных и окремненных зеленых сланцев. Аккемской поисковой партией на месторождении было взято 45 бороздовых проб, показавших содержание молибдена от 0,01 до 1,40 %, в среднем 0,24 %. По 11 жилам произведен подсчет запасов по категориям С₁ и С₂, запасы составили 52,6 тыс. т руды с содержанием не менее 0,1 %, металла 98 т.

Калгутинское медно-молибден-вольфраморудное поле. По рудному полю выполнена оценка прогнозных ресурсов молибдена медно-молибден-порфиривого типа категории Р₂ Н. П. Бедаревым [295] на основе материалов переоценки запасов и прогнозных ресурсов металлов, осуществленных Б. Г. Семенцовым и др. [425].

По данным [425], на месторождении Калгутинское (IV-5-29) выделяются три этапа рудообразования. Наиболее ранний этап минерализации отмечен в «молибденовом штоке», представляющем собой «слепое» трубообразное тело размерами от 80 × 100 до 120 × 100 м, прослеженное на глубину 310 м от поверхности штольнями. В плане шток представляет собой коническую жилу гранит-порфиров, центральная часть которой сложена турмалинитами [234]. Местами отмечаются брекчии, представленные остроугольными обломками гранит-порфиров, сцементированных кварцем с турмалином и микроклином. По падению объем гранит-порфиров возрастает, а брекчий сокращается, что свидетельствует о верхнерудном уровне эрозии молибденового штока и значительной его протяженности по падению. Гранит-порфиры пронизаны сетью кварцевых прожилков с богатым молибденит-халькопирит-пиритовым оруденением. Отдельные просечки размером до 0,3 × 20 см нацело сложены халькопиритом и молибденитом. Вкрапленная рудная минерализация представлена молибденитом (0,8 %), образующим лучистые скопления, а также пиритом, халькопиритом, халькозином, вольфрамитом, гюбнеритом и ковеллином. Оруденение сопровождается кварц-биотит-калишпатовыми метасоматитами, реже березитами. В центре «молибденового штока» локализуется «кварц-молибденитовое ядро», расположенное в 300 м от современного эрозионного среза Калгутинского массива. В плане оно представляет собой овальное, близкое к изометричному тело с размерами в поперечнике до первых десятков метров. Центральная часть «кварц-молибденитового ядра» сложена серым крупнокристаллическим кварцем двух генераций; прожилки и розетки молибденита, местами образующие кучные скопления (до 35 % объема), тесно ассоциируют с кварцем второй генерации, переполненным тонкорассеянными пылевидными включениями сульфидов. Наружная зона представлена крупноблочным микроклином с редкой вкрапленностью и прожилками кварца, пирита, халькопирита. «Кварц-молибденитовое ядро» содержит самое богатое оруденение молибдена (первые проценты) и сравнительно богатое – вольфрама (около 1 %). На этом основании его можно интерпретировать как остаточную силикатно-рудную магму. Между горизонтами штолен № 18 (2764 м) и № 20 (2878 м) выделен блок с запасами руды категории С₁ в объеме 542 тыс. т и молибдена 3904 т с максимальными содержаниями молибдена 0,72 %.

Второй этап – прожилково-вкрапленное медно-молибден-порфировое оруденение, распространенное в порфировидных биотитовых гранитах Калгутинского массива, образует овал размером 900 × 1200 м и совпадает с роем даек и небольших штоков гранит-порфиров, микрогранит-порфиров, сопровождающихся нередко флюидо-эксплозивными брекчиями. В последних отмечается штокверковое и прожилково-вкрапленное оруденение, представленное кварцевыми прожилками с вкрапленностью пирита, халькопирита, халькозина, молибденита, редко пирротина. Содержания меди в рудах варьируют от 0,2 до 1,8 % (среднее 0,34 %), молибдена от 0,03 до 0,8 % (среднее 0,1 %). По вертикали порфировое оруденение прослежено на 500 м без признаков выклинивания. Этот тип оруденения развит в пределах крупной аномалии меди интенсивностью 0,005–0,2 % и молибдена 0,001–0,005 % площадью свыше 7 км². В центре развития прожилково-вкрапленной минерализации распространены фельдшпатолиты, а по периферии овала преобладают пропилиты, березиты. Самое крайнее положение занимают аргиллизиты. Спорадически в контуре указанной аномалии отмечаются всплески повышенных концентраций висмута, мышьяка, цинка, свинца. Пространственно с указанной аномалией совмещается отрицательная аномалия магнитного поля Z_a интенсивностью до 400 нТл размером 300 × 700 м. Аномалия меди и молибдена на большей части площади не оценена и не опробована.

Третий продуктивный этап представлен многочисленными сравнительно маломощными (0,1–0,5 м) рудными жилами кварц-вольфрамитового, кварц-молибденит-вольфрамитового, кварц-висмутин-молибденит-вольфрамитового состава с маломощными мусковитовыми оторочками и кварц-мусковит-полевошпатовыми грейзенами в эндоконтакте гранитного массива (I, II и IV разведочные участки Калгутинского месторождения), а также мощными жильно-грейзеновыми зонами в экзоконтакте массива во вмещающих туфах (III разведочный участок). Главным рудным минералом в кварцевых жилах является вольфрамит с содержанием гюбнеритового минала 61–94 % и соотношениями $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 6–40$ [10]. Кварцево-рудные жилы третьего этапа чаще всего секут дайки эльванов и онгонитов восточнокалгутинского комплекса. Редкометалльные дайки онгонитов и эльванов имеют четко выраженный «внутрирудный» характер.

Кварц-вольфрамитовый тип оруденения относится к четвертому этапу минерализации и представлен 589 наиболее мощными (0,5–2 м) жилами кварца протяженностью по простиранию от 20 до 330 м (средняя 106 м) и от 16 до 210 м (средняя 47 м) по падению. Рудные жилы имеют доминирующее северо-восточное простирание с крутыми падениями на северо-запад и юго-восток. Текстуры руд: гнездово-вкрапленная и вкрапленная. Главные рудные минералы: вольфрамит, молибденит, пирит. Реже встречаются висмутин, берилл, халькозин, халькопирит, блеклые руды. Второстепенные: шеелит, гематит, магнетит, пирролюзит. Из жильных минералов преобладает кварц нескольких генераций. Эпизодически отмечаются мусковит, турмалин, флюорит, лепидолит. Рудные жилы сопровождаются оторочками грейзенов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более. Грейзены содержат прожилково-вкрапленную шеелит-вольфрамитовую минерализацию. Содержания (%) триоксида вольфрама в жилах – от 0,02 до 32

(среднее 1,85), молибдена — от 0,005 до 1,71 (среднее 0,327), меди — от 0,1 до 5 (среднее 0,57), в грейзенах WO_3 — от 0,01 до 1,3 (среднее 1,76), молибдена — от 0,01 до 0,2 (среднее 0,05), меди — от 0,1 до 1 (среднее 0,88). Вольфрамит этого типа оруденения характеризуется большими вариациями гюбнеритового минала — от 30,7 до 84,9 % и незначительными вариациями величин отношений Nb_2O_5/Ta_2O_5 — 6,2–6,4.

Запасы подсчитаны по 103 жилам. Основное количество запасов триоксида вольфрама содержится в 17 жилах из 49 принятых на баланс. 70 % запасов сосредоточено в жиле № 87 Второго разведочного участка. Запасы триоксида вольфрама кварц-вольфрамитового жильного типа составили 12,7 тыс. т (при содержаниях 1,85 %), молибдена — 2,2 тыс. т (при средних содержаниях 0,327 %), меди — 3,9 тыс. т (при средних содержаниях 0,57 %).

Наблюдается отчетливая пространственная закономерность в распределении углерода, благородных металлов и основных рудных компонентов. С глубиной содержание углерода растет. Это свидетельствует о значительной роли углерода в процессе рудообразования, а также указывает на восстановленный характер и глубинный источник рудоносных флюидов.

На месторождении отмечается контрастная зональность в распределении 48 химических элементов, в том числе и благородных металлов [195]. Выше всех расположено золото, которое находится во фронтальной части ряда зональности. Слабо дифференцировано содержание осмия и серебра. Значительно ниже, в тыловой части ряда, размещаются платина и палладий.

Следует обратить внимание на то, что золото в аномальной структуре геохимического поля (АСГП) Калгутинского рудного узла располагается на северной периферии металлогенического таксона, где сформированы АСГП ранга рудных полей с зонами ядерного концентрирования в ассоциациях: Au-Cu-Pb и Cu-Au-W [346]. Это свидетельствует о том, что в районе установленных АСГП ранга рудных полей на севере Калгутинского рудного узла может присутствовать самостоятельное золотое оруденение.

По Калгутинскому месторождению по состоянию на 1.01.2002 г. на Государственном балансе числятся запасы триоксида вольфрама 12 018 т, висмута — 235,3 т категорий А + В + С₁; запасы молибдена в количестве 5493 т относятся к забалансовым. Попутным компонентом является бериллий с балансовыми запасами категорий А + В + С₁ — 25 т, С₂ — 23 т. Прогнозные ресурсы молибдена категории Р₂ составили 872 тыс т при средних содержаниях молибдена в рудах 0,06 %.

Проявление Верхне-Щебетинское (II-1-1) локализуется на северо-восточном склоне высоты 2421,0 м среди гранитов белокурухинского комплекса. Здесь были обнаружены свалы кварца с обильной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями молибденита и кристаллами висмутита. Свалы кварца располагаются на одном из уступов в виде широкой (150 м) полосы северо-западного направления протяженностью около 600 м. Обломки кварца достигают 1,5 м в поперечнике, около 65–70 % из их количества содержат гнезда и вкрапленники молибденита и висмутита. Бороздочные пробы из глыб кварца, ограниченных грейзенизированными оторочками, без видимого оруденения, показали содержания (%): молибдена — 0,003–0,055; висмута — 0,015–0,102; оксида бериллия — до 0,004. Другое проявление находится на водоразделе истоков рек Щепета–Прямая Тали-

ца. В поле развития гранитов белокурихинского комплекса установлены обломки кварца с молибденитом и висмутином, прослеженные в виде полосы длиной 2,5 км и шириной от 30 м на расстояние до 1,5 км. Содержание (по четырем бороздовым пробам) (%): Mo – 0,035, Bi – 0,02, Be – до 0,004.

Проявление Холодно-Гольцевское (III-2-23) находится на водоразделе рек Проездная Мульта и Бол. Сугаш. С ближайшим населенным пунктом – Нижне-Уйменским мараловодческим совхозом, оно связано вьючной тропой. Месторождение открыто и обследовано в 1937 г. М. С. Баклаковым [17]. Химический анализ задирковых проб из четырех кварцевых жил дал 0,09–0,15 % молибдена и 0,03 % трехокси вольфрама. В 1950 г. на месторождении работали геологи ЗСГУ [396]. По их данным, оруденение приурочено к экзоконтактовым и эндоконтактовым частям Холодно-Гольцовского массива, прорывающего флишоиды горноалтайской серии. Массив сложен гранитами и гранодиоритами; вмещающие породы превращены в кварц-биотитовые роговики и гранитизированные породы. Оруденение связано с многочисленными кварцевыми жилами как в гранитах, так и в роговиках. Часть жил прослежена по простираению до 324 м при мощности от долей сантиметров до 0,55 м. Слагающий их кварц серый, лимонитизированный; он содержит кристаллы пирита, халькопирита, молибденита, висмутита, шеелита. Вкрапленность пирита и молибденита отмечается и в маломощных зонах грейзенизации, сопровождающих кварцевые жилы. Химические анализы бороздовых проб показали содержание до 0,05 % молибденита, до 0,06 % висмутита, незначительные содержания трехокси вольфрама.

Вольфрам находится в 11 месторождениях, 20 проявлениях, одной площадной аномалии в рыхлых породах и 47 площадных шлиховых ореолах (шеелита).

Оруденение вольфрама представлено кварцево-грейзеновым вольфрамитовым (Калгутинское, Джулалинское месторождения), кварцево-штокверковым шеелитовым (проявление Гремящий Кар, месторождения Урзар-Сай, Жумала), скарново-шеелитовым (проявление Карагем) геолого-промышленными типами.

Вольфрамовое месторождение Казандинское (I-1-57) расположено в верховьях ключа Смородинный, левого притока р. Казанды, в 1 км к юго-востоку от бериллиевого месторождения.

Выявлено в 1944 г. А. И. Александровым. Месторождение разведывалось с поверхности канавами и шурфами, на глубину не изучалось. В 1948 г. месторождение было передано в эксплуатацию Верх-Слюдянскому рудоуправлению и разведывалось старательской артелью в 1948–1952 гг. Максимальная глубина отработки 7 м, добыто 1,7 тыс. т руды (9,5 т трехокси вольфрама). Причины закрытия объекта – нерентабельность добычи и переработки. Оставшиеся запасы в 1957 г. были сняты с баланса, а месторождение признано утратившим промышленное значение.

Вольфрамовое оруденение развито в кварцевых жилах, залегающих в мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитах топольнинской ассоциации, которые на юге переходят в среднезернистые роговообманково-

биотитовые граниты, на севере контактируют с ороговикованными отложениями горноалтайской серии, а на северо-западе имеют тектонический контакт с гранитами белокурихинского комплекса (в которых расположено Казандинское бериллиевое месторождение). На участке выявлено девять кварцевых жил с вольфрамово-молибдено-висмутовой минерализацией. Кварцевые жилы локализируются в трещинах отрыва, связанных с тектонической зоной северо-восточного простирания; они отличаются невыдержанностью как по простиранию и мощности, так и по степени оруденения. Простирание жил колеблется от 245 до 280° с крутым падением в обе стороны, протяженность их незначительная — первые десятки метров. Исключение составляет жила «Главная», прослеженная до выклинивания на 144 м и имеющая мощность от $0,05$ до $2,5$ м. Жильная масса представлена крупнозернистым светло-серым кварцем с редкой вкрапленностью флюорита. Из рудных минералов присутствуют вольфрамит, шеелит, висмутин, молибденит, пирит, сфалерит и вторичные охры. Промышленно интересным минералом является вольфрамит, встречающийся или в виде отдельной мелкой вкрапленности, или в виде скоплений кристаллов размером до 10 см. Околорудные изменения проявлены в грейзенизации аплитовидных гранитов, окварцевании и пиритизации. Мощность зоны измененных пород достигает 15 м. Местами в грейзенах встречается мелкочешуйчатый молибденит. Содержание в жиле «Главная» триоксида вольфрама колеблется от следов до $4,15$ % при среднем содержании $0,62$ %. В 350 м от жилы «Главная» в роговиках обнаружены кварцевые жилы с шеелитом, пиритом, висмутином мощностью $0,05$ м с низким содержанием триоксида вольфрама, достигающим лишь в одной пробе $0,02$ %. В одной из проб обнаружено $0,02$ % молибдена, висмута от $0,02$ до $0,18$ %. Жила «Главная» по сравнению с жилами других месторождений и проявлений (Токаревское, Казандинское бериллиевое, Огневоямское, Кашперовоямское) наиболее обогащена сульфидами, количество которых достигает 5 – 10 %. Визуально хорошо выделяются пирит, сфалерит и молибденит с явным преобладанием первого. Пирит образует одиночные кристаллы кубической формы (до $2 \times 2 \times 2$ см), а также друзы. Кристаллы пирита часто подроблены с заполнением трещин серым кварцем. Сфалерит образует кристаллы неправильной формы, часто вместе с молибденитом, заполняя трещинки дробления в пирите. По данным спектрального анализа пробы кварца с пиритом (50 %) и другими рудными минералами получены повышенные содержания следующих элементов: кадмий — $0,07$ %; свинец — $0,7$ %; медь — $0,05$ %; цинк — 3 %; серебро — 1000 г/т; молибден — $0,02$ %; вольфрам — $0,02$ %; висмут — $0,1$ %; флюорит — $0,5$ %. Пробирным анализом в этой пробе установлено: золото — $1,8$ г/т; серебро — $334,2$ г/т. Пробирным анализом точечной пробы кварца из отвалов штольни (среднее содержание) установлено золото — $0,4$ г/т; серебро — 6876 г/т. Содержание золота в пиритовом концентрате составляет $0,2$ г/т, серебра — $74,7$ г/т. Месторождение имеет гидротермальный плутоногенный генезис.

Запасы подсчитаны по жиле «Главная» до глубины 36 м (протяженность 144 м, средняя мощность $0,9$ м, содержание $0,62$ % триоксида вольфрама) по категории C_1 составляют $71,5$ т триоксида вольфрама. Добыто $9,5$ т триоксида вольфрама. Прогнозные ресурсы категории P_1 до глубины 300 м составляют 1500 т WO_3 [366].

Месторождение Токаревское (I-1-56) расположено в верховьях руч. Токаревский, левого притока р. Черновой Ануи. Выявлено в 1950 г. Месторождение изучалось канавами, шурфами с рассечками, скважинами колонкового бурения, в юго-восточной части пройдена одна штольня. Вмещающими породами являются в различной степени ороговикованные песчаники и алевролиты горноалтайской серии, залегающие над предполагаемыми гранитами по данным гравиразведки на глубине 500–600 м. Рудное поле занимает площадь $1,5 \times 0,5$ км. По преобладанию рудных минералов и некоторым структурным особенностям рудное поле делится на два участка: северо-западный с молибденитом и висмутином и юго-восточный с шеелитом. На северо-западном участке полоса распространения кварцевых жил имеет ширину до 60 м, длину 350 м, при мощности жил от 1 см до 1 м (средняя 0,2–0,3 м) и протяженности 100–120 м. Простираение жил $270\text{--}290^\circ$, падение на юго-запад под углом $65\text{--}75^\circ$. Основной рудный минерал – молибденит, образующий мелкую вкрапленность, гнезда и розетки. В ассоциации с ним находится висмутин и самородный висмут. В зальбандах жил встречается берилл в виде тонких удлиненных кристаллов. Из рудных минералов в больших количествах встречается пирит, в меньших – халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, висмутин. На поверхности оруденение бедное и неравномерное, руды окислены. В зоне окисления развиты лимонит, повеллит, бисмутин, марказит, борнит, халькозин, ковеллин, церуссит, малахит, азурит, встречающиеся до глубины 20 м. Содержание триоксида вольфрама низкое (0,01–0,02 %), молибдена на поверхности – от 0 до 0,26 %, по скважинам – от 0 до 0,44 %, т. е. содержание молибдена с глубиной увеличивается. На среднюю горизонтальную мощность 1,35 м приходится 0,15 % молибдена. Содержание висмута на поверхности от 0 до 0,44 %, по керну – до 0,18 % (с глубиной уменьшается). Содержание серебра достигает по спектральному анализу 1000 г/т, а по данным пробирного анализа – 295 г/т. В юго-восточной части месторождения выделяется полоса шеелитоносных жил протяженностью около 340 м (простираение полосы 310°), ширина 15–30 м. Простираение кварцево-рудных жил $270\text{--}293^\circ$, мощность – от долей до 22 см (средняя 3–7 см), длина от 5 до 50–70 м (в среднем 20–30 м). Жилки расположены под острым углом к простираению зоны с расстоянием между ними 0,2–3 м. По Ю. Д. Скобелеву (1974), это шеелитоносный штокверк кварцевых жил. Основной рудный минерал – шеелит приурочен к участкам дробления в кварце, а также к зальбандам кварцевых жил с маломощной оторочкой мусковита. Из жильных минералов, кроме кварца, в незначительных количествах присутствуют турмалин, мусковит, кальцит, полевые шпаты, флюорит, иногда встречается апатит. Из рудных минералов, кроме шеелита, в различных количествах присутствуют: галенит, сфалерит, бисмутит, пирит, тетрадимит, малахит, халькозин, борнит. Характер минерализации и морфологии рудных зон на глубине (до 150–200 м) по скважинам сохраняется. Содержание триоксида вольфрама в рудах – от следов до 0,56 %. В контуре, по которому подсчитывались запасы, среднее содержание триоксида вольфрама 0,24–0,25 %; висмута – 0,1 %; серебра – 10 г/т.

Вторым типом вольфрамовых руд, распространенным на юго-восточном участке, являются минерализованные шеелитоносные песчаники и алевролиты. Здесь они образуют четыре линзы с простираением $330\text{--}340^\circ$, мощностью 0,2–2,4 м, длиной от 1 до 35 м, с содержанием триоксида воль-

фрама от следов до 0,98 %. Песчаники окварцованы, биотитизированы, эпидотизированы, содержат мелкие (до 1 мм) зерна шеелита и вкрапленность сульфидов. Промышленное значение в минерализованных песчаниках и алевролитах имеет вольфрам, как в юго-восточной, так и в северо-западной части. Генезис месторождения гидротермальный плутогенный. По мнению предшественников, на глубоких горизонтах, в экзо- и эндоконтакте гранитов возможно выделение комплексного редкометалльного месторождения грейзенового типа.

По данным термобарогеохимического анализа газово-жидких включений кварца из жил Токаревского месторождения основные компоненты включений H_2O и CO_2 содержатся в них в значительно меньших количествах, чем в жилах Калгутинского месторождения.

Забалансовые запасы триоксида вольфрама категории $C_1 + C_2$ составляет 712 т (в том числе в линзах песчаников – 48 т), молибдена – 93 т, висмута – 21 т. Прогнозные ресурсы категории P_1 по известным рудным телам до глубины 300 м оценены в 2863 т триоксида вольфрама и 237 т молибдена [372]. Прогнозные ресурсы категории P_2 всей площади месторождения составляют 19 800 т триоксида вольфрама и 2574 т молибдена [139].

В Ануйско-Песчанском рудном районе редкометалльное оруденение связано с поздними фазами редкометалльных лейкогранитов становления гранитоидов Белокурихинского, Осокинского массивов, Курановского штока и представлено Осиновским, Белокурихинским, Дмитриевским, Осокинским, Батунковским месторождениями и проявлением Никольское.

Месторождение Осиновское (I-1-14) находится в верховьях р. Осиновка, правого притока р. Песчаная, на южном склоне перевала из долины руч. Черновой в долину Осиновки. Месторождение открыто в 1940 г. геологами И. П. Корощом и И. С. Дубинкиным. Оно было разведано с поверхности и сдано в эксплуатацию. Разрабатывалось с 1941 по 1954 г. старательской артелью. Месторождение расположено среди порфировидных гранитов южной части Белокурихинского массива и приурочено к региональной широтной тектонической зоне, шириной около 800 м, которая фиксируется многочисленными аплитовыми дайками, пегматитовыми телами, полосами грейзенизированных пород и кварцево-вольфрамитовыми жилами и прожилками двух генераций. Всего в зоне вскрыто 70 параллельных кварцевых жил и еще большее количество полос грейзенизации. Преобладающая масса жил при субширотном простирании падает на север под углами $40-80^\circ$, и только отдельные апофизы крупных жил имеют крутое южное падение. По простиранию жилы прослеживаются на расстояние от нескольких метров до десятков и даже сотен метров при мощности до 0,6 м. Расстояние между жилами, образующими иногда кулисы, колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. С глубиной намечается тенденция концентрации мелких жил и прожилков в отдельные пучки или даже мощные жилы.

На месторождении выделяются две генерации кварцевых жил с вольфрамитом. Ранние жилы выполнены мелко- и среднезернистым светло-серым кварцем, тонко рассланцованным на субпараллельные плитки и содержащим мелкокристаллическую вкрапленность зеленоватой слюдки, флюорита, калиевого полевого шпата, вольфрамита и очень редко пирита, шеелита, молибденита, висмутита. В поздних жилах кварц крупнокристаллический, стек-

ловатый, с друзовыми пустотками, в которых встречаются мелкие кристаллы дымчатого кварца. Рудная минерализация представлена в этих жилах более крупнокристаллическим (до 10–15 см длиной и гнездами до 20 × 30 см) вольфрамитом и реже — шеелитом, висмутином, пиритом, халькопиритом, иногда молибденитом. В отдельных искусственных шлихах из грейзенов установлен берилл. В незначительных количествах присутствует в виде отдельных зерен и их скоплений фиолетовый, розовый и бесцветный флюорит. Гематит находится в тесной ассоциации с вольфрамитом, образуя в нем тонкие пластинчатые включения. Шабазит наблюдается в виде хорошообразованных кристаллов ромбоэдрического облика и агрегатов, кристаллов, выполняющих друзовые полости в жильном кварце.

Основное значение на Осиновском месторождении имела жила «Главная» протяженностью 700 м, средней мощностью 0,19 м, с содержанием триоксида вольфрама 0,75 %, отработанная по падению на 90 м. Остальные жилы характеризуются малой мощностью (редко превышающей 5 см), густым расположением, частым слиянием и расщеплением. Это позволило при ГС-200 [140] определить структуру рудного поля как линейно-штокверковую протяженностью 800 м и шириной 50 м и рассчитать прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории P_1 — 36 000 т, в том числе и категориальные запасы. На 1 января 1956 г. забалансовые запасы триоксида вольфрама по Осиновскому месторождению по категориям $B + C_1$ составляли 295,3 т, а по категории C_2 — 2450 т. Кроме кварц-вольфрамитовых жил в пределах месторождения встречаются кварцево-пегматитовые тела линзовидной формы. Одно из тел на западном фланге пересечено штольной № 7. Центральная часть кварцевого ядра интенсивно рассланцована. Плоскости рассланцовки часто сопровождаются тектонической глиной темно-красного цвета, линзочками розового, участками грейзенизированного полевого шпата и продуктами окисления сульфидов меди — малахитом и азуритом. По результатам анализов бороздовых проб содержание (%) оксида бериллия 0,001–0,16; триоксида вольфрама — до 0,05; молибдена — 0,001–0,06; висмута — до 0,1; меди — 0,01–0,95.

Вольфрамовое месторождение Верхне-Белокурихинское (I-1-16) находится в верховьях р. В. Белокуриха, в истоках ее правых притоков ручьев № 6–8, в 2,5–3 км к юго-западу от Дмитриевского месторождения. Открыто в 1951 г. и разведано Дмитриевской партией ЗСГУ [392]. Месторождение приурочено к Осиновско-Дмитриевской тектонической зоне и представлено одиннадцатью субширотными кварцевыми жилами среди полос грейзенизированных гранодиоритов, и мелкими субпараллельными, быстро выклинивающимися прожилками. Простираение жил 250–310°, падение на север под углами 45–80°. По простираению жилы прослежены от 10 до 340 м при мощности от 0,04 до 0,40 м, а с учетом сопровождающих жилы грейзенов до 2,25 м. Ведущим рудным минералами является вольфрамит, вокруг которого узкими каймами развивается шеелит. Из других рудных минералов присутствуют пирит, халькопирит; реже — галенит, сфалерит; из жильных — флюорит, серицит, редко турмалин. Аналогичная минерализация, но очень убогая, устанавливается и среди полос грейзенизированных пород, в которых, кроме того, установлены единичные зерна золота. Вследствие низких содержаний триоксида вольфрама большинство жил практи-

ческого интереса не представляют. Содержания, достаточно высокие, установлены в трех жилах: № 2, 8, 10.

Жила № 2 прослежена по простирацию выработками на 370 м. Мощность жилы на этом интервале меняется от первых сантиметров до 30–40 см. Для жилы весьма характерно выклинивание, линзование и ветвление как по простирацию, так и по падению. Вольфрамовое оруденение характеризуется ярко выраженным гнездовым распределением. В кварце помимо вольфрамита и шеелита редко встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, азурит и ковеллин. В жилах, и особенно в грейзеновых оторочках, постоянно присутствует окисленный пирит. На интервале 227 м средняя мощность жил, с учетом оруденелых грейзенов, составляет 0,40 м, среднее содержание триоксида вольфрама – 0,35 %. Химическим анализом жильного кварца с вкрапленностью пирита, флюорита и мелкочешуйчатой слюдки из канавы № 1060 установлено содержание золота – 0,8 г/т; серебра – 37,2 г/т; триоксида вольфрама – 0,1 %.

Жила № 8 прослежена по простирацию на 170 м. Она имеет весьма непостоянную мощность, часто разветвляется и, по существу, представляет собой зону грейзенизированных гранодиоритов, в разной степени насыщенную кварцевыми прожилками. Мощность рудного тела составляет 0,66 м при содержании триоксида вольфрама 0,21 %.

Жила № 10 прослежена канавами на 190 м. Мощность жилы меняется от 0,03 до 0,16 м, а мощность сопровождающих жилу грейзенов изменяется от 0,20 до 2,25 м. Содержание триоксида вольфрама по жильному кварцу колеблется от 0,03 до 5,48 %, а в грейзенах от 0,01 до 0,17 %. Кроме вольфрама в кварцевых жилах установлены следующие содержания химических элементов (%): молибдена – 0,001–0,01; бериллия – 0,001–0,01; свинца – 0,1–0,63; цинка – 0,1–0,81. Поисково-ревизионные работы, проведенные Тематической партией на Верхне-Белокурихинском месторождении в 2000 г., привели к интересным результатам. В штучных пробах из кварцевых жил с вкрапленностью вольфрамита и лимонита установлены промышленные концентрации вольфрама, бериллия, золота и повышенные концентрации серебра: вольфрам – 0,1– более 1 %; бериллий 0,001–0,1 %; золото 0,1–5 г/т; серебро до 15 г/т; литий до 0,015 %; мышьяк до 0,015 %. Максимальное содержание золота (5 г/т) в жиле № 10. Вмещающие гранодиориты неравномерно катаклазированы, грейзенизированы, осветлены. Они содержат кварцевые прожилки, вкрапленность лимонитизированного пирита и флюорита. В измененных вмещающих породах содержания вольфрама до 1 %; бериллия до 0,05 %; золота до 0,2 г/т; серебра до 20 г/т; лития до 0,06 %; мышьяка до 0,08 %. Запасы триоксида вольфрама категории С₁ по трем описанным жилам составляют 63,3 т, при среднем содержании 0,24 %. Прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории Р₁ по 11 жилам составляют 6300 т, включая запасы категории С₁ [366].

Месторождение Дмитриевское (I-1-13) находится в верховьях р. Белокуриха, в бассейне ее правых притоков – ручьев Дмитриевский и Дрезговитный. Открыто в 1943 г. геологом Ю. А. Спейтом в виде кварц-полевошпатовых свалов с вольфрамитом. В 1944 г. на участке работал отряд Макарьевской партии под руководством И. П. Коропца. Были вскрыты канавами кварц-полевошпатовые прожилки мощностью от 0,5 до 12 см с содержа-

нием триоксида вольфрама в наиболее обогащенных прожилках от 1,03 до 2,85 %. В 1950–1951 гг. Дмитриевской партией ЗСГУ [392] были вскрыты две кварц-полевошпатовые жилы и ряд мелких прожилков. Месторождение локализовано среди гнейсогранодиоритов, в которых проявлены две крупные зоны широтного простирания, насыщенные кварцево-полевошпатовыми жилами и прожилками субширотного простирания при крутом падении на север. Мощность жил колеблется от 0,05 до 1,15 м (в среднем 0,6 м). Наиболее мощные жилы содержат реликты грейзенизированных гранодиоритов. Характерны полосчатые жилы, представляющие собой чередование полосок, сложенных полевошпатовым материалом, и тонких (иногда нитевидных) полосок серого кварца. В полевошпатовом материале развиты прихотливые выделения флюорита и выделения серицита по мелким трещинам. К полевошпатовому же материалу тяготеет и вольфрамит в сростках, с которым встречается шеелит. Изредка отмечается пирит и висмутин. Жилы местами разбиты на ряд тонких субпараллельных плит, ориентированных вдоль их простирания. По характеру строения и минерализации эти жилы И. П. Коропец сопоставляет со многими жилами Осиновского месторождения, имеющими на верхних горизонтах аналогичный кварцево-полевошпатовый состав. Золото отмечалось в виде единичных зерен в искусственных шлихах из грейзенизированных гранитов.

На участке вскрыты две кварцево-полевошпатовые жилы (№ 1 и № 2) с промышленным содержанием триоксида вольфрама и несколько мелких оруденелых прожилков, не представляющих промышленного интереса. Кварцевые жилы № 1 и № 2 расположены по бортам долины руч. Каменный, правого притока руч. Дмитриевский. Жила № 1 проходит вдоль левого борта долины руч. Каменный. Выработками прослежена на 600 м и вскрыта рельефом на глубину 130 м. Элементы залегания жилы почти на всем протяжении остаются постоянными: простирание 290–300°, падение на северо-восток под углами 70–85°. Мощность жилы варьирует от 5 см до 1,15 м. Средняя мощность, с учетом вмещающих оруденелых грейзенов, составляет 0,60 м. Вольфрамовое оруденение распределено неравномерно и приурочено преимущественно к полевошпатовому материалу жилы. В полевом шпате также присутствует в виде вкрапленников и тонких коротких прожилков фиолетовый флюорит. Среднее содержание в жиле триоксида вольфрама 0,24 %. Жила № 2 расположена в 50–70 м севернее жилы № 1 и состоит из двух кулисообразных, заходящих друг за друга отрезков, имеющих одинаковое простирание. Разведочными работами жила прослежена на 200 м, при мощности от 0,04 до 0,70 м. Простирание жилы 290–310°, падение на северо-восток под углами 50–70°. Иногда наблюдается выклинивание жилы со смещением на 1–1,5 м под острым углом. Строение жильного материала, в большинстве случаев, полосчатое за счет последовательного чередования полосок розового полевого шпата и тонких, иногда нитевидных, прожилков серого кварца. Средняя мощность жилы с учетом оруденелых вмещающих грейзенизированных гранодиоритов 0,61 м, содержание триоксида вольфрама 0,17 %. Общие запасы триоксида вольфрама по двум жилам категории С₁ составляют 66 т. При ГС-200 [140] были подсчитаны прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории Р₁, составившие 3100 т.

Медно-молибден-вольфрамоворудное месторождение Калгутинское совмещает в себе разновозрастное медно-молибден-порфировое и кварцево-грейзеновое вольфрамитовое оруденение. Описание месторождения и рудного поля и типов оруденения приведены в разделе «Молибден».

«Балансом прогнозных ресурсов, 1998» по Калгутинскому месторождению учтены прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории P_2 в объеме 40 тыс. т. Переоценка прогнозных ресурсов вольфрама не проводится, так как новых данных по вольфрамовому оруденению Калгутинского рудного поля не получено.

Месторождение Джулалю (IV-4-16) находится в правобережье среднего течения р. Джазатор в 5 км ниже устья р. Тангыт. Открыто в 1974 г. поисковыми работами [430], оценивалось канавами, бурением и штольной в 1977–1981 гг. [429, 450]. Оно приурочено к небольшому (около 1–1,5 км²) Джулалинскому массиву грейзенизированных гранитов среди биотит-кордиеритовых роговиков. Выделены три типа оруденения: 1) Вольфрамит-шеелитовое вкрапленное в грейзенах, состоящих из кварца, полевого шпата и слюды. Грейзены гнездовые, линзо- и пластообразные, залегают среди грейзенизированных гранитов второй фазы гранитного комплекса. Содержание вольфрама достигает 5 %, но в целом невысокое – 0,1–0,5 %. В окружающих грейзенизированных гранитах, слагающих значительные массы, содержания вольфрама от 0,01 до 0,05 %, нередко до 0,1 %. Минералогическим анализом грейзенизированных гранитов установлено присутствие шеелита до 700 г/т, в единичных зернах – вольфрамит, халькопирит, циркон, малакон, флюорит, магнетит. 2) Кварц-шеелит-вольфрамитовое гнездово-вкрапленное в прожилках и жилах кварца в роговиках. Мощность кварцевых жил до 0,5 м в раздувах, протяженность до первых сотен метров. В составе жил: вольфрамит, шеелит, халькопирит, пирит, кварц. Содержание вольфрама до 1 %, распределение оруденения крайне неравномерное. 3) Кварц-шеелитовое рассеянно-вкрапленное штокверкоподобное в зонах дробления, окварцевания, эпидотизации в роговиках. Мощность измененных зон дробления 1–1,5 м, протяженность 100–200 м, простирание северо-западное, падение крутое. В составе пород минералогическим анализом установлено содержание шеелита до 80 зерен и более, а также турмалин, флюорит, борнит, халькопирит, ковеллин, халькозин, малахит, пирит, лимонит, единичные зерна золота и киновари. Кроме вольфрама, отмечены в пробах повышенные содержания бериллия (0,1–0,2 %). Запасы месторождения оценены до 4400 т WO₃. Месторождение изучено слабо, поскольку большая часть его закрыта мощной мореной.

Месторождение Чиндагатуйское (IV-3-7) расположено в правом борту долины р. Чиндагатуй, на водоразделе, северном, северо-западном и западном склонах горы Молибдек. Выявлено в 1935 г. С 1936 по 1940 г. оно разведывалось трестом «Союзредметразведка» и было передано в эксплуатацию Чиндагатуйскому рудоуправлению. В 1949 г. все работы на месторождении прекращены в виду нерентабельности. Приурочено к своеобразному выступу на севере Чиндагатуйского массива гранитов юрского комплекса. Выступ размером 5 × 5 км, далее к югу массив резко расширяется, простирание его разворачивается на субширотное направление. Граниты прорывают толщу алевролитов и песчаников катунской свиты, контакт под углом

40–50° погружается под породы кровли. В краевых частях выступа отмечаются останцы кровли среди гранитов, подтверждающие в целом пологое погружение контакта. На большей части площади выступа обнажены крупнозернистые грубопорфировидные граниты и лейкограниты. В центре и на севере, непосредственно на месторождении данные породы прорваны неправильными и дайкообразными телами лейкогранит-порфиров. Небольшие тела последних, кроме того, отмечаются в северном и западном эндоконтакте выступа. Наряду с этим отмечаются редкие и маломощные дайки аплитов, шлировые обособления пегматитов и многочисленные кварцевые жилы. Незначительно развиты грейзены.

Оруденение в пределах месторождения связано с кварцевыми жилами, размещение которых контролируется системой трещинных нарушений, своеобразии которой обусловлено положением выступа гранитов в зоне северо-западных сбросо-сдвиговых нарушений, входящих в систему регионального Алахинского разлома. В центре выступа, в гранит-порфирах наиболее крупного тела и в гранитах, его обрамляющих, а также в гранитных останцах среди гранит-порфиров установлена зона высокой трещиноватости, ограниченная на севере субширотным разломом. В южной части месторождения установлены относительно редкие разрывы, проявленные маломощными (0,5–2,0 м) зонами дробления. Кварцевые жилы локализованы в пределах зоны трещиноватости и большей частью приурочены к северо-восточным трещинам, реже к северо-западным и субширотным. Всего на месторождении известно около 100 жил, около 30 имеют длину 100–150 м, в единичных случаях до 470 м, остальные – менее 100 м, мощность 0,05–0,45 м. Рудные компоненты жил – молибденит, вольфрамит, висмутин, пирит, арсенопирит, шеелит, виттехенит, сфалерит, халькопирит, изредка берилл. Жилы с комплексным вольфрам-молибденовым и существенно молибденовым оруденением сосредоточены в центральной части месторождения среди гранит-порфиров и в южном обрамлении их. Жилы с существенно вольфрамовым оруденением развиты на периферии выступа среди порфировидных гранитов. Геохимическое поле сложное и характеризуется наличием многочисленных контрастных ореолов вольфрама, молибдена, висмута, серебра и меди. В центре месторождения, где кварцевые жилы наиболее многочисленны и залегают преимущественно в гранит-порфирах, максимальные концентрации вольфрама – 0,25 %, молибдена – 0,035 %, висмута – 0,01 % и серебра – 1 г/т приурочены к участку с минимальным эрозионным срезом. Здесь же выделен ореол ниобия. В 14 наиболее богатых вольфрамом жилах среднее содержание трехоксида вольфрама – 0,61 %, молибдена – 0,30 %. Оценка прогнозных ресурсов месторождения, выполненная в 1988 г. Б. Б. Дергачевым и А. А. Долгушиным, включала в расчет эти 14 жил. Прогнозные ресурсы трехоксида вольфрама по категории P_1 на глубину 400 м составляют 651,6 т, молибдена – 667,5 т. По категории P_2 на глубину 600 м прогнозные ресурсы трехоксида вольфрама оценены в 1717 т и молибдена – 1568 т. По результатам работ, выполненных в 1987–1990 гг. [433], месторождение мелкое, для промышленной отработки интереса не представляет.

Проявление Талицкое (II-1-2) находится в верховьях р. Талица. Среди грейзенизированных гранитов Верх-Талицкого массива на площади 2 км²

развиты кварцевые и пегматитовые жилы, зоны грейзенизации с рудной минерализацией, иногда с редкими кристаллами берилла. Рудные минералы — гюбнерит, молибденит, халькопирит, висмутин, пирит. Гюбнерит образует гнезда с содержанием WO_3 от 0,5 до 8,45 %. Молибденит преимущественно развит в зальбандах кварцевых жил и их грейзенизированных оторочек. Одна из главных жил «Центральная» прослежена на 400 м при мощности 0,08–0,35 м. Запасы ($C_1 + C_2$) WO_3 при среднем содержании 0,32 % на глубину 50 м составляют 22,4 т, а прогнозные ресурсы (P_1) — 150 т. Запасы молибдена не подсчитывались, а прогнозные ресурсы (P_1) оценены в 90 т при средних содержаниях в 0,05 %.

Проявление Плесовчихинское (II-1-5) находится в междуречье Чарыш—Плесовчиха. Вмещающие породы — гранитоиды Загрихинского массива боровлянского комплекса (D_3-C_1), включающие две фазы внедрения: 1) граниты, 2) лейкограниты. Рудными телами являются кварцевые жилы и грейзены с параметрами полей оруденения (650–150 м) × (50–150 м), располагающимися в экзоконтакте лейкогранитов. Минеральный состав руд: гюбнерит, вольфрамит, шеелит, повеллит, тетрадимит, пирит, ксенотим, церуссит, апатит, флюорит. По химическому анализу в грейзенах содержание WO_3 до 1,85 %, в кварцевых жилах — 0,01–0,78 %. Содержание Mo — до 0,088 %, Bi — 0,005–0,09 %, Sc — до 100 г/т. В грейзенизированных гранитах выявлены (%): U — до 0,009; Th — до 0,0066, Y — до 0,01, Sn — 0,006. Прогнозные ресурсы до глубины 100 м (P_2) WO_3 — 6000 т, Mo — 420 т, Bi — 380 т.

Другое проявление находится на водоразделе рек Чечулиха и Талица. В обломках кварца присутствуют вольфрамит, молибденит, пирит, халькопирит. Содержание вольфрама достигает 0,5 %, молибдена — 0,1 %.

Проявление Жумалинское (IV-5-27) жильного и штокверкового типа с прожилково-вкрапленной минерализацией. Жилы № 1, 7, 18, 19, 20, 21 северо-восточного направления, кварц-гюбнеритовые, залегают в эндо- и экзоконтакте штока двуслюдяных гранитов. Прослежены до 600 м, мощность жил 0,08–0,3 м. Сопровождаются вольфрамит-кварцевыми штокверками и метасоматитами шириной до 300 м. Главный рудный минерал — вольфрамит, второстепенный — шеелит, образуют вкрапленность в прожилках, жилах кварца и грейзенизированных гранитах. Содержания триоксида вольфрама варьируют от 0,05 до 0,8 % (среднее 0,25 %). В 500 м севернее в пределах Жумалинского проявления выявлена зонка грейзенизации с шеелитовой минерализацией. Спектральный анализ проб показал содержание вольфрама — 0,1 %. В 300 м на юг выявлен пункт минерализации, приуроченный к дайке аплита с вкрапленностью молибденита, где содержания молибдена >0,03 %, ниобия — 0,004 %. В 600 м к северо-востоку обнаружена кварц-вольфрамитовая жила, сопровождаемая прожилками кварца с вкрапленностью вольфрамита и шеелита. В 800 м на юго-восток две кварц-гюбнеритовые жилы с содержаниями вольфрама — 0,1 и 0,07 %.

Месторождение Урзарсайское (IV-5-20) находится в среднем течении р. Чаган-Бургазы по правому ее притоку Урзар-Сай. Район месторождения сложен метаморфизованными песчано-сланцевыми отложениями ордовика, осадочными породами силура и эффузивно-осадочными образованиями нижнего и среднего девона, прорванными дайками долеритов, долеритовых порфириров, альбитофириров, и микрогранит-порфириров. На месторождении установлен-

ны четыре генерации шеелита, причем основная его масса связана с кварц-полевошпатовыми прожилками 3-й стадии. Рудный штокверк распространяется на значительной площади и вскрыт единичными скважинами на глубину 200—470 м. По составу руды являются комплексными, так как кроме шеелитовой минерализации на западном фланге прослежены зоны свинцово-серебряного оруденения. Локализуется оруденение в кварцево-хлоритовых сланцах верхнего кембрия. Шеелит в виде мелкой вкрапленности наблюдается в многочисленных кварцевых, кварцево-полевошпатовых и кварцево-кальцитовых прожилках, приуроченных к зонам дробления северо-западного и северо-восточного простирания. Месторождение штокверкового типа. Общая площадь распространения штокверковых руд 1,5 км². Концентрация шеелита на площади рудного поля неравномерна. В восточной части рудного участка выделяется более богатый участок площадью 0,23 км² с промышленным содержанием шеелита (0,1—0,4 %) (среднее 0,32 %). В ряде мест содержание его увеличивается до 0,5—0,64 %. К западу от шеелитового месторождения прослеживается 26 зон серебряно-свинцового оруденения северо-западного (340—350°) простирания. Мощность зон 0,5—2,5 м. Средняя мощность рудных тел (в пределах зон с промышленным содержанием) 0,46 м. Разведанная длина рудных тел 2 км, ширина 0,5 км, глубина 40 м. Общая прослеженная длина рудных зон 8 км, ширина 0,5—0,8 км, среднее содержание свинца 4,5 %, среднее содержание серебра 300 г/т. Общие запасы свинца 10 000 т, серебра 30 т. Рудные минералы представлены галенитом, халькопиритом, церусситом и вульфенитом. Проявление шеелитовой и серебряно-свинцовой минерализации, вероятно, связано с гидротермальной деятельностью глубинного интрузивного тела, еще не вскрытого эрозией. Проводником глубинных рудных растворов, по-видимому, служила зона меридионального Чаган-Бургазинского разлома, сопровождаемая комплексом даек и штокверковыми рудами. В настоящее время месторождение недоразведано. Запасы категорий C₁ + C₂ составляют (тыс. т): триоксид вольфрама — 94,4, молибдена — 1,01, оксида бериллия — 2,53.

На Госбалансе (1998 г.) по Урзайсайскому участку числятся 75 тыс. т триоксида вольфрама категории P₂. Новых данных для пересмотра прогнозных ресурсов WO₃ по рудному полю нет.

Проявление Гремящий Кар (IV-3-5) приурочено к юго-восточной окраине Рахмановского массива (D₂?), сложенного мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Шеелитовое оруденение контролируется системой сближенных разломов северо-восточной ориентировки в виде полосы шириной 500—700 м. Разломы сдвиговой кинематики сопровождаются катаклазитами, милонитами и интенсивно проявленными метасоматитами: фельдшпатолитами кварц-альбитового состава с турмалином, реже бериллом, карбонатом, апатитом, пиритом, шеелитом. В центре участка широко проявлена альбитизация в виде минерализованной зоны шириной от 200 до 400 м и протяженностью до 1500 м. Выделяется участок максимально проявленных альбитизированных катаклазитов, а также альбититов в виде густой штокверковой сети кварцевых, турмалиновых и турмалин-кварцевых прожилков мощностью от долей мм до 1—2 см. Доминирующая ориентировка прожилков северо-западная и субмеридиональная, осложненные сложноветвящимися системами дополнительных ответвлений. В жилах и

прожилках обычно преобладает водяно-прозрачный кварц, реже наблюдаются пустоты с друзами кристаллов дымчатого кварца и мориона. Спорадически в жилах встречаются буроватый и светло-серый карбонат, голубовато-зеленый апатит, висмутин, пирит кубического габитуса, округлые выделения шеелита размером до 0,5–1 см. В единичных жилах встречены маломощные продольные зонки, выполненные голубоватыми кристаллами берилла. Турмалин в таких жилах отсутствует либо имеет резко подчиненное значение, слагая нитевидные прожилки в зальбандах сложных жил.

Максимальным распространением на участке пользуются сетчатые прожилки, насыщающие трещиноватые катаклазиты и альбититы. В их составе преобладают мелкозернистый водяно-прозрачный кварц и тонкоигольчатый турмалин, реже встречается пирит. Кроме того, отмечается шеелит в кварце, в кварц-турмалиновом агрегате, либо вдоль нитевидных трещинок, оперяющих прожилки. Вкрапленность его очень тонкая, неравномерная и устанавливается только в катодных лучах.

В блоке между сближенными разломами выявлено крупное тело минерализованной брекчии. Вскрыто оно в днище кара и обнажено достаточно хорошо. Северо-западный и юго-восточный фланги брекчиевого тела перекрыты моренами и склоновыми валунниками.

Форма брекчиевого тела овальная с вытянутостью вдоль разломов. Размер в плане обнаженной части 200 × 70–120 м. Брекчия представляет собой несортированные обломки различных пород, сцентрированные кварцем. Размер обломков 0,5–1 м, реже до нескольких метров в поперечнике. В составе обломков резко преобладают зеленовато-серые катаклазированные граниты, реже отмечаются обломки альбититов. Кварцевый цемент брекчий располагается без каких-либо закономерностей. Обычная мощность кварцевых выделений от 1–2 до 10–20 см, реже до 1 м. В среднем объем кварцевого цемента в брекчии составляет 10–15 %.

В подавляющем большинстве случаев цементирующий кварц светло-серый и серый массивный либо с округлыми пустотами, стенки которых выполнены друзами короткостолбчатых кристаллов дымчатого кварца, иногда мориона. В единичных случаях отмечаются участки, сложенные бледно-розовым кварцем. В резко подчиненном количестве в кварцевом цементе наблюдаются полевые шпаты, турмалин, бесцветная слюдка, пирит и шеелит; редки молибденит, берилл, флюорит.

Шеелит является основным рудным минералом. Распределен неравномерно и образует часто крупные (1–5 см) кристаллы и их агрегаты в ассоциации с друзовым кварцем. Кроме того, мелкие зерна его совместно с полевым шпатом и мусковитом развиты на контакте кварца с обломками брекчии, а также по трещинкам и в основной массе интенсивно минерализованных обломков. Цвет шеелита светло-коричневый, кремовый, чуть розоватый. Крупные кристаллы хорошо огранены и имеют псевдооктаэдрический габитус.

Молибденит и берилл отмечены в единичных случаях. Первый тонкочешуйчатый до пылеватого, обилен в мелкообломочной брекчии, пропитанной и цементированной слюдисто-полевошпат-кварцевым материалом. Берилл образует относительно редкие гнезда шестоватых кристаллов с бледно-голубой окраской. Размер кристаллов обычно 2–5 × 10–50 мм. Встречен в кварце совместно с полевым шпатом и шеелитом.

Характер метасоматоза в обломочном материале представлен более ранней грейзенизацией и поздней турмалинизацией. Максимально грейзенизированным мелкообломочный материал, заключенный в кварце. Обломки превращены в мелкозернистую зеленовато-серую либо осветленную альбит-слюдисто-кварцевую породу, содержащую рассеянную вкрапленность шеелита и флюорита. Более крупные обломки изменены только с краев.

По результатам анализов выделилась аномалия вольфрама с содержанием 0,01 %, оконтуривающая брекчиевое тело и вытянутая от него на 400–500 м к северо-западу при ширине до 200 м. В пределах аномалии установлены содержания триоксида вольфрама 0,24–0,56 % на одном геохимическом профиле и 0,20–1,56 % – на другом.

По бороздовым пробам в брекчии концентрации (%): WO_3 – от следов до 4,88 (в среднем 0,37), молибдена – 0,0002–0,1, меди – 0,006, свинца – 0,0005–0,003, цинка – 0,001–0,005, бериллия – 0,0008–0,015, висмута – 0,0001–0,008, оксида лития – 0,064, рубидия – 0,014–0,027, цезия – 0,004–0,014. Во всех промытых «хвостах» борзодовых проб установлен шеелит в количествах от 30 до 19952 г/т, в небольшом количестве отмечены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, базовисмутит, молибденит, флюорит, циркон, апатит, турмалин, ярозит, гранат и, в ряде случаев – сподумен.

Оценка прогнозных ресурсов триоксида вольфрама категории P_2 выполнена В. И. Тимкиным и др. [433] для брекчиевого тела до глубины 300 м и содержаниями WO_3 0,3 % (45 тыс. т) и штокверкового типа до глубины 300 м с содержаниями 0,37 % (62 тыс. т). Прогнозные ресурсы триоксида вольфрама участка Гремящий Кар категории P_2 в объеме 100 тыс. т штокверкового и брекчиевого типов утверждены НТС ГлавКГУ «Казгеология» – протокол от 20.12.1990 г. и Казахским филиалом НРС ВСЕГЕИ при КАЗИМСе.

Скарново-шеелитовое проявление Карагемское (IV-4-6). Этот тип вольфрамового оруденения был выявлен в 1952 г. Карагемский шеелитоносный участок расположен в пределах рудного поля Карагемского кобальтового месторождения на правом берегу р. Карагем в междуречье Чибита и Басычарека (правые притоки р. Карагем). По данным Слынько (1956 г.), признаки шеелитоносности (в коренном залегании, в делювиальном обломочном материале и в шлихах) отмечаются на значительной площади. Наиболее детально изучен участок, расположенный между р. Басычарек и соседним с ним к востоку. На этом участке среди роговиков экзоконтактной зоны Иедыгемского гранитного массива залегает шеелитоносный пласт скарнированных известняков мощностью 6 м и протяженностью 45 м. Прослой имеет субширотное простирание (ЮЗ 250°) и падает на северо-запад под углом 45–50°. Породы в пределах участка разбиты системой трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Люминесцентным способом в штуфных пробах, отобранных из всех разновидностей пород пласта, устанавливается шеелитовая минерализация. Однако по данным химического анализа этих проб содержание триоксида вольфрама в них не превышает 0,01 %. В 10 м к югу от описанного горизонта встречен и вскрыт расчисткой магнетитовый скарн мощностью у поверхности 2,5 м и протяженностью 7 м. По падению мощность скарнового тела несколько увеличивается. Химический анализ 13 проб, отобранных на этом участке, уста-

навливает следующие содержания полезных компонентов (%): триоксида вольфрама 0,025–6,0, среднее – 2,47; молибден 0,01–0,25, среднее – 0,1; висмут 0,01–0,5, среднее – 0,18; медь – 0,03–12,24, среднее – 4,57. В 300 м к запад-юго-западу от этого участка выявлен горизонт скарнированных роговиков протяженностью 63 м и средней мощностью 2 м. По данным химических анализов содержание вольфрама в пересчете на трехокись в этих породах колеблется от следов до 0,09 %. Кроме того, в 88 % образцах штучных проб, отобранных в зоне экзоконтакта Иедыгемского массива в междуречье Басычарека и Чибита, люминесцентным способом устанавливается присутствие шеелита, химическим анализом в них устанавливается содержание вольфрама от следов до 0,07 %, а в трех из них достигает 0,25–0,52 %. Значительные содержания вольфрама устанавливаются в скарных северного и южного контактов восточного окончания Иедыгемского массива, а также на западном фланге Центрального участка.

Помимо описанных коренных рудопроявлений, редкометалльная минерализация улавливается также шлиховым опробованием. В шлихах встречаются шеелит, вольфрамит и молибденит. Шеелит является наиболее распространенным минералом и в небольших количествах отмечается на всей территории характеризуемого района. Повышенные содержания шеелита отмечаются в районе Карагемского месторождения (от десятков и сотен зерен в шлихе до 23 % немагнитной фракции). По мнению указанного исследователя, источником сноса этого минерала на этом участке служит шеелитоносная полоса, примыкающая к юго-восточному контакту Иедыгемского гранитного массива. За пределами Карагемского рудного поля тем же автором отмечаются повышенные содержания шеелита (до 170 зерен и до 5 % немагнитной фракции) в правом истоке р. Карагем и в нижнем течении р. Чибит (правый приток Карагема), а также в нижнем течении р. Карагем (до 100 зерен) и по р. Правый Кара-Айры.

Проявление Юстыдское (IV-6-21) расположено на западных отрогах хр. Чихачева, в верховьях р. Юстыд. Пространственно и генетически оно ассоциирует с Юстыдским гранитным массивом (D_3-C_1) и находится в его экзоконтакте на двух участках (1200 × 250 м и 300 × 400 м) среди контактово-измененных флишоидных отложений юстыдской серии среднего–верхнего девона, представленных кварц-плагиоклазовыми, кварц-амфибол-биотитовыми роговиками и шерловыми метасоматитами [339, 370]. Турмалин образует штокверк площадью 2500 × 500 м в экзоконтакте Юстыдского массива. Оруденение приурочено к сложнопостроенной линейной жильной зоне грейзеново-жильного штокверка [60]. Основное оруденение сосредоточено в главной жиле мощностью 0,05–0,25 см и протяженностью в несколько десятков метров. По простирацию жила переходит в грейзеново-кварцевый штокверк, а затем сменяется грейзенизированными метасоматитами. Она имеет зональное строение: зальбанды выполнены преимущественно арсенопиритом; центральная часть сложена кварц-флюорит-турмалиновой ассоциацией с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, халькопирита, касситерита, пирротина, пирита, арсенопирита. Основной объем жилы занимает магнезиальный турмалин (шерл-дравит) (20–40 %) и арсенопирит (5–25 %). Оруденение в жиле носит гнездово-вкрапленный характер. Околожильные грейзены характеризуются кварц-турмалин-мус-

ковитовым и кварц-мусковитовым составом с флюоритом и вкрапленностью вольфрамита, шеелита, касситерита, берилла, арсенопирита.

Рудная минерализация сопровождается геохимическими ореолами олова, вольфрама и мышьяка, а также шлиховыми потоками касситерита, шеелита, вольфрамита. Вольфрамит образует крупные кристаллы (до 5 см), и его скопления наблюдаются во флюорит-кварцевых частях жил, реже в участках, обогащенных арсенопиритом. Касситерит образует отдельные кристаллы (0,1–0,5 см) и гнездовые вкрапления (до 1–2 см). Как в жилах, так и в околожилных грейзенах вольфрамит преобладает над касситеритом. Наиболее концентрированная вольфрамит-касситеритовая минерализация приурочена к турмалиновым участкам жил. Местами они дробятся и цементируются халькопиритом с каплевидными выделениями самородного висмута. Спорадически присутствуют топаз и циркон. Содержания триоксида вольфрама по отдельным пробам достигают 34 %, олова – 12 %. В рудах повышенные содержания (%) бериллия (до 0,2), висмута (до 0,01), меди (до 0,5). В грейзенах концентрации (%) вольфрама, олова и меди значительно ниже (0,1; 0,02; 0,1 соответственно), а бериллия и висмута – выше (до 0,1 %).

Ртуть находится в 11 месторождениях, 18 проявлениях, двух площадных литохимических аномалиях в коренных и трех – в рыхлых породах, 17 площадных шлиховых ореолах.

Ртутное оруденение контролируется структурными факторами при доминирующей роли глубинных разломов. Рудолокализующими чаще всего являются оперяющие дизъюнктивы. На площади листа М-45 наиболее концентрированное оруденение ртути локализуется в Курайской и Сарасинской ртутнорудных зонах, контролируемых одноименными разломами. В пределах зон локализуется несколько месторождений и ряд проявлений ртути. Некоторые месторождения недоизучены (Красногорское и др.) и есть все основания ожидать открытия новых месторождений ртути. Оруденение относится к эпитермальной ртутной аргиллизитовой карбонатной или терригенной (месторождения Акташское, Таджилинское, Новое, Сухонькое, Черемшанское и др.), лиственитовой (месторождения Чаган-Узунское, Красногорское) формациям. Отмечаются карбонатно-киноварный и кварц-киноварный (месторождение Курайское) и барит-киноварный (месторождение Коксаирское) минеральные типы.

Месторождение Чаган-Узунское (III-5-25) находится на левобережье Чуи непосредственно в зоне Чаганузунского надвига – одной из кулис Курайского глубинного разлома. В пределах месторождения он трассируется линейным телом лиственитизированных гипербазитов чаганузунского комплекса (R_3 – E_1). Всячее крыло сложено зеленокаменной эффузивно-сланцевой толщей арыджанской свиты верхнего рифея. Тело лиственитов, сопровождающее главное нарушение в пределах месторождения, носит название Главной рудной зоны. Выделены три рудных столба: Западный, Центральный, Восточный, находящиеся соответственно в 500 и 200–250 м друг от друга. Центральный рудный столб прослежен с поверхности до глубины 600 м (горизонт 2300 м) без признаков выклинивания. Здесь наиболее богатые рудные скопления. Восточный рудный столб прослежен на глу-

бину так же без признаков выклинивания. Западный рудный столб выклинивается до глубины 280 м, руды бедные, отнесены к забалансовым.

Выделены три стадии рудообразования: 1 — магнезиально-карбонатно-кварцевая с ранними сульфидами железа, мышьяка, меди, цинка, сурьмы, ртути; 2 — основная рудная доломит-антимонит-киноварная; 3 — послерудная карбонатно-диккитовая. Интервал температур минералообразования 190—100 °С. Давление 130 МПа [145]. Оруденение развито в основном в лиственитах. Рудные тела выделяются в виде минерализованных участков, отвечающих установленным кондициям. Распределение ртути крайне неравномерно. В контуре Главной рудной зоны выделено шесть рудных тел; сложены они в основном серпентинитами, выдержаны по простиранию и падению, мощность их 1,4—15,9 м, длина по простиранию от 16 до 243 м, по падению от 30 до 420 м. Среднее содержание ртути по рудным телам 0,40—0,65 %. Запасы ртути по рудным телам от 35,3 до 886 т.

Вторая приурочена к трещинам оперения Главного разлома, в них сосредоточено около 3 % запасов. Длина рудных тел по простиранию 5,5—61 м, мощность 0,7—2,3 м. Среднее содержание ртути по рудным телам 0,38—1,09 %. Запасы ртути 6,1—20,6 т.

Рудные минералы: киноварь — в виде зерен размером 0,01—0,6 мм, гнезд, тонких прожилков, просечек, пленок; антимонит — массивные агрегаты, гнездообразные скопления (до 3,5 × 2 см), шестоватые кристаллы (0,5 × 1,5 см), мелкие единичные зерна. Пирит в виде мелких кристаллов. Реальгар и аурипигмент образуют редкую вкрапленность и шестоватые кристаллы до 2 мм. Халькопирит, галенит, сфалерит развиты в виде мелких (до 1 мм) зерен, редко отмечается блеклая руда. Нерудные минералы представлены карбонатами, серпентином, фукситом, тальком, кварцем, альбитом, баритом, флюоритом, реже хлоритом, турмалином, роговой обманкой. В зоне окисления развиты лимонит, гидрослюды, гидрогетит, каолинит, диккит, малахит, азурит, валентинит, самородная ртуть. Содержание ртути в балансовых рудах по месторождению (при подсчете запасов) — 0,40 %, в забалансовых — 0,24 %. Содержание ртути по 19 групповым пробам — 0,40 %, при колебаниях от 0,09 до 0,76 %, в технологической пробе — 0,18 %. По результатам спектрального анализа руд содержания компонентов составляют (%): медь — 0,01—0,03; никель, кобальт — 0,003; цинк, свинец — 0,01—0,03; титан — 0,01—0,1 %. В лиственитах содержание серебра по пробирному анализу 6,65 г/т, при колебаниях от 5 до 8,8 г/т. Околорудные изменения — лиственитизация, карбонатизация, окварцевание, доломитизация.

Технологические свойства руд изучены по одной пробе весом 2000 кг. При испытаниях обжига в кипящем слое руды с крупностью кусков 2 мм извлечение ртути 97 % достигается уже при температуре в слое 400—500 °С.

Месторождение выше горизонта 2520 м находится в многолетнемерзлых породах.

Запасы по состоянию на 1.01.1998 г., числящиеся на балансе, составляют: по категории C_1 — руды 299 тыс. т, металла — 1242 т; по категории C_2 руды — 415 тыс. т, металла — 1696 т; всего по $C_1 + C_2$ руды — 714 тыс. т, металла — 2938 т. Среднее содержание ртути 0,415 %. Забалансовые запасы: руды — 171 тыс. т, металла — 311 т. В том числе, по участкам: Чаган-Узунский участок: по категории C_1 руды — 243 тыс. т, ртути — 970 т, по категории

C_2 руды — 366 тыс. т, ртути — 1476 т, забалансовые — 71 тыс. т руды, 311 т ртути. Среднее содержание ртути — 0,399 %. Чуйский участок: по категории C_1 руды — 56 тыс. т, ртути — 272 т, по категории C_2 руды — 49 тыс. т, ртути — 220 т. Среднее содержание ртути — 0,486 %.

Месторождение Красногорское (III-5-38) приурочено к главному сместителю Чаганузунского разлома. Северное крыло сложено зеленокаменно измененными осадочно-вулканогенными породами арыджанской свиты рифейского возраста. Южный блок сложен терригенными породами кызылшинской серии девона. Непосредственно в зоне разлома находится дайкообразное тело серпентинитов Чаганузунского гипербазитового массива (R_3 — E_1), которые занимают 60 % рудного поля. Оруденение приурочено к лежащему боку лиственитов и лиственитизированных серпентинитов. Выделено четыре зоны рудовмещающих лиственитов, из которых на долю одной приходится 67 % разведанных запасов. Зоны вскрыты по простиранию на 1 км. Продуктивная мощность зон 1—4,5 м с редкими раздувами до 10—20 м. По падению прослежены до 300 м. Оруденение развито в виде вкрапленности тонкодисперсной киновари в кремнистых участках и прожилках, вкрапленности ее в кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилках, в виде налетов по трещинам, в виде цемента в рудных брекчиях. Оруденение носит невыдержанный и неравномерный характер с гнездовым распределением. Длина рудных гнезд до 1—2 м, среднее содержание ртути 0,08—0,29 %. Коэффициент рудоносности варьирует в пределах 0,31—0,64. Минеральный состав: пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, айкинит, киноварь, антимонит, лимонит. Нерудные — кварц, кальцит, хлорит, серицит, альбит, халцедон. Развита зона окисления до глубины 50 м. Оруденение низкотемпературное, эпитермальное, выполнения трещинных зон. Запасы ртути до глубины 140 м по категории C_1 составляют 75 т при среднем содержании ртути 0,18 %, категории C_2 — 300 т.

Месторождение Акташское (III-4-23) приурочено к зоне Акташского надвига, расположенного кулисообразно к северо-западу по отношению к Чаганузунскому надвику. Северное приподнятое и взброшенное крыло надвига сложено интенсивно дислоцированными метаморфизованными толщами нижнего кембрия — хлоритовыми, амфибол-хлоритовыми сланцами, песчаниками, алевролитами с подчиненными им горизонтами углеродистых сланцев и известняков, линзами хлоритизированных базальтов балхашской свиты. Она является экранирующей структурой для оруденения, залегает моноκлиально с падением на северо-северо-восток под углом 20—40°, согласно с падением поверхности сместителя надвига. В лежащем боку Акташского надвига — породы курайской свиты нижнего кембрия, представленной песчаниками и известняками, последние представляют собой основной рудовмещающий горизонт. По сопряженному с надвигом разлому известняки курайской свиты надвинуты на пестроцветные песчаники и андезиты нижнего девона, на алевролиты, известняки карбона. Рудовмещающая толща прорвана мелкими интрузиями диоритов таджилинского интрузивного комплекса.

Оруденение локализуется главным образом в горизонте известняков курайской свиты непосредственно под перекрывающими их сланцами висячего бока Акташского надвига. Поэтому месторождение может рассматриваться как субпластовое поднадвиговое. Оруденение локализовано в

структурных узлах, где поверхность надвига образует флексурные перегибы и осложняется системами диагональных, крутопадающих разрывных нарушений типа сбросо-сдвигов, в участках повышенной трещиноватости известняков, в зонах дробления под сводовыми перегибами поверхности надвига, являющейся структурно-литологическим экраном. Рудовмещающая толща прослежена по простиранию на 1,3 км, по падению на 330 м. Рудными телами являются участки сближенных минерализованных трещин и брекчированных известняков. Форма тел неправильная – линзовидная в плане, трубообразная по падению. Рудовмещающие известняки неоднократно подвержены дроблению, в дорудный период доломитизированы, окварцованы, кальцитизированы, сланцы аргиллизированы. Текстуры руд вкрапленные, массивные, брекчиевые, полосчатые, штокверковые. Главные рудные минералы – киноварь и пирит, второстепенные – ртуть самородная, антимонит, реальгар, аурипигмент, блеклые руды. Нерудные минералы: главные – кальцит, кварц, второстепенные – доломит, серицит, хлорит, диккит, графит.

Выделены три генерации киновари: а) мелкозернистая, кристаллическая; б) крупнозернистая, кристаллическая, в) метаколлоидная (губчатая, дендритовая, мелкодисперсная). Характерно отсутствие флюорита и барита. Впервые установлен новый минерал – акташит, являющийся сложным сульфидом меди, ртути, мышьяка и сурьмы. Содержания ртути варьируют от 0,0001 до 10,81 % (среднее 1,25 %). Суммарные запасы ртути категорий В + С₁ + С₂ – 7464,5 т. Основная масса их погашена. Открыто и разведано слепое рудное тело на участке Восточный.

Месторождение Западное (III-4-21) так же приурочено к зоне Акташского надвига. Северное взброшенное крыло сложено интенсивно дислоцированными сланцами балхашской свиты нижнего кембрия. Падение надвига на северо-восток под углом 20–40°. В лежачем боку надвига располагаются породы курайской свиты нижнего кембрия, представленные песчаниками и известняками, последние являются основным рудовмещающим горизонтом под экраном Акташского надвига. Оруденение I Западное приурочено к мощной 70-метровой рудоносной зоне, представленной сближенными, нередко сливающимися зонами дробления, ориентированными в северо-западном направлении по азимуту 300–330°, с крутыми (80–90°) углами падения. Вскрыто три рудных тела мощностью от 1 до 14 м, протяженностью до 56 м с содержанием ртути 0,1–10 %. Руды киноварные, мономинеральные. Оруденение II Западное приурочено к зоне дробления в известняках. Вскрыты четыре рудоносные зоны, прослеженная длина их 15–20 м, мощность 1,5–7,0 м. Площадь оруденения 600 м². Среднее содержание ртути – 0,25 %. Запасы, утвержденные ВКЗ на 1.01.1969 г.: I Западное – категории В – 15 т металла, 2,6 тыс. т руды, С₁ – 171,5 т металла, 50,3 тыс. т руды, С₂ – 30,5 т металла, 9,7 тыс. т руды; II Западное – С₁ – 7 т металла, 2 тыс. т руды, С₂ – 4 т металла, 3 тыс. т руды.

Месторождение Таджилинское (III-4-25) расположено в 0,5–0,6 км южнее линии Акташского надвига и локализуется в экзоконтакте диоритового массива в карбонатно-терригенных породах курайской свиты нижнего кембрия, представленных интенсивно метаморфизованными алевролитами и известняками. Выделено 12 зон повышенной трещиноватости про-

тяженностью по простиранию 5–40 м, мощностью 0,3–8 м, к которым приурочено антимонит-киноварное оруденение. Киноварь образует прожилки мощностью 0,1–2 см, вкрапленность, гнезда, реже развита в качестве цемента брекчий. Наибольший интерес представляет зона минерализации, прослеженная по простиранию на 127 м, по падению на 20 м, где породы интенсивно раздроблены, брекчированы, сцементированы кальцитом и железисто-магнезиальными карбонатами. Простирание зоны 150–170°, падение на юго-запад под углами 50–55° вблизи поверхности и 60–80° на глубине до 1 м, где мощность уменьшается до 0,05–0,15 м. Распределение киновари в зонах неравномерное, с уменьшением содержания по простиранию в северном направлении. Среднее содержание ртути 0,74 %. Запасы по категории С₁ – 13,5 т ртути. Месторождение эпитермальное, формация ртутная монометалльная, кварц-диксит-киноварный минеральный тип.

Месторождение Курайское (III-4-24). Рудоконтролирующей структурой Курайского месторождения также является Акташский надвиг, вскрытый штольной и рядом канав. Представляет собой пологопадающую (20–25°) зону дробления, милонитизации пород мощностью от 0,5 до 10 м. Участок сложен отложениями песчано-алевритовой, алеврито-мергелистой туффитовой и карбонатной пачек курайской свиты нижнего кембрия. Породы разбиты многочисленными внутриблоковыми, послойными нарушениями субширотного и северо-западного простирания. Западное и Восточное проявления представляют собой разобщенные участки единой рудной зоны и выделяются условно. Оруденение приурочено к зонам дробления и повышенной трещиноватости пород, карбонатизированных, ожелезненных. Оно в основном сконцентрировано в семи рудных зонах северо-западного простирания, лишь рудная зона № 1 имеет субмеридиональную ориентировку.

На Восточном участке выделяется восемь рудных зон.

Рудная зона № 1 залегает в отложениях алеврито-мергелистой толщи, прослежена на 100 м, на глубину – до горизонта 2502 м (пройдена штольная). Падение зоны на юго-запад под углом 45–55°. Внутри зоны выделено два рудных тела протяженностью соответственно 22 и 40 м, средней мощностью 0,7 и 1,06 м, со средним содержанием ртути 0,20 и 0,19 %. Киноварь в виде вкрапленности, мелких, тонких, коротких прожилков, гнездовых скоплений, налетов по трещинкам.

Рудная зона № 2 залегает в песчано-алевритовых породах, ее протяженность 90 м, мощность 0,6–4 м, падение юго-западное под углом 55–70°. Выделено рудное тело длиной 60 м, мощностью 1,22 м, с содержанием ртути 0,18 %. На глубину выклинивается.

Рудная зона № 3 залегает в горизонте туффитов, прослежена на 65 м, на глубину – до 20 м. Элементы залегания зоны: азимут падения 285–325°, угол падения 46–80°. Мощность менее 0,5 м. Содержание ртути бедное, лишь в одной пробе достигает 3,44 %. Киноварь отмечается в виде вкрапленности, коротких прожилков мощностью 1–2 мм. Отмечается антимонит. Наблюдается обратно пропорциональная зависимость между содержанием ртути и сурьмы.

Рудная зона Новая в северной части участка прослежена по простиранию на 100 м, мощность 0,5–3 м, содержит неравномерную бедную кино-

варную минерализацию в виде вкрапленности, пленок, налетов по трещинкам. Содержание ртути не превышает 0,006 %.

Рудная зона № 4 расположена в центральной части Западного участка, залегает в песчаниках кварц-полевошпатового состава песчано-алевритовой толщи. Прослежена по простиранию на 35 м, мощность ее в центральной части 13 м, падение северо-восточное под углом 70°. Выделено два рудных гнезда длиной 14 и 7,4 м, со средней мощностью 0,71 и 1,17 м, со средним содержанием ртути 0,06 и 0,32 %.

В южной части участка выявлена новая зона, прослеженная на 500 м, мощностью 5–18 м, с падением на северо-восток под углом 20–50°. Выделено два рудных гнезда длиной 7 и 5 м, средней мощностью 1,55 и 1,2 м, со средним содержанием ртути 0,218 и 0,516 %. Киноварь образует вкрапленность, прожилки, налеты по трещинам.

В поднадвиговой толще вскрыты две зоны дробления и гидротермальной проработки пород с бедной киноварной минерализацией, ориентированных в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 45° и 70–72°. Мощность зон до 6–8 м, содержания до 0,003–0,006 %, в двух пробах – 0,13 и 0,016 %. Кроме этого, отмечается еще ряд точек и гнезд минерализованных киноварью интервалов. По рудной зоне № 1 Восточного участка запасы ртути категорий $C_1 + C_2$ составляют 37,4 т (Hg 0,66 %). Суммарные запасы ртути категорий $C_1 + C_2$ по рудным зонам № 1, 2 и 4 составляют 44,58 т.

При увязке известных рудных зон Западного и Восточного проявлений в единую рудоносную зону северо-западного простирания возможные запасы ртути оцениваются в 500 т: протяженность 1100 м, мощность 9 м, среднее содержание ртути 0,19 %, высота этажа 100 м, площадной коэффициент рудоносности $K = 0,1$, объемный вес руды 2,7 г/м³.

Месторождение Килекту (III-4-29). Участок сложен алевролитами и песчаниками узунтальской свиты среднего девона, в которых локализовано оруденение. Он находится в зоне влияния восточных флангов Акташского и Южного надвигов, что обуславливает сложную разветвленную сеть разломов и зон дробления, вдоль которых породы доломитизированы, баритизированы, омарганцованы. По пробам с промышленным содержанием ртути более 0,1 % выделено три рудных тела. Южное рудное тело линзовидной формы, длина его 33 м, мощность 8,3 м, среднее содержание ртути 0,184 %. Оно связано с будинированным гидротермально проработанным телом известняков северо-западного простирания. В протолочках содержание киновари в тяжелой фракции до 96 %, а также весовые проценты пирита, барита, флюорита. Центральное тело размером 35 × 0,6 м представлено рассланцованными алевролитами мощностью 1–2 м, подстилающими будинированные слои известняков. Минерализация бедная, приурочена к зоне рассланцевания, меньше – к слою известняков. Северное тело содержит киноварь в гидротермально проработанных, будинированных прослоях известняков. Для рудных тел характерна мелкорассеянная, прожилковая (мощностью 1–2 мм), гнездовая минерализация кристаллической киновари, иногда примазки охристой киновари (в алевролитах). Развита вкрапленность пирита. Проявление относится к кварц-барит-киноварному минеральному типу ртутной аргиллизитовой терригенной рудной формации.

В пределах Сарасинской ртутнорудной зоны известны месторождения: Новое, Сухонькое, Ночной Лог, Ключ Тесный, Черемшанское.

Месторождение Новое (1-2-23) находится в правом борту р. Сараса, в 950 м ниже устья руч. Петрова. Открыто геологом Ю. В. Никифоровым в 1970 г. [248]. Поисково-разведочные проведены в 1970–1973 гг. [446, 447]. Площадь месторождения сложена терригенно-карбонатными отложениями барагашской свиты девона вблизи их тектонического контакта с эффузивно-осадочными образованиями онгудайской свиты. Ртутное оруденение приурочено к крутопадающей субмеридиональной зоне брекчирования известняков (рудное тело № 1) в припойменной части правого борта р. Сараса и к осложненному разрывами контакту, также субмеридиональному, лиловых и серых алевролитов и известняков (рудные тела № 2, 3), расположенных восточнее выше по правому склону. В пределах рудного тела № 1 известняки интенсивно дробленные в результате пересечения крутопадающих трещин субмеридионального и северо-восточного простирания, что и обуславливает почти вертикальное падение столбообразного рудного тела. Широко развито дорудное окварцевание, а также кальцитизация и диккитизация пород. Ртутное оруденение многостадийное и тесно ассоциирует с разновозрастным окварцеванием и характеризуется разнообразием текстур руд. Наблюдается более трех генераций кварца. Киноварь часто, совместно с зернами тонкоиздробленного кварца и известняка, является цементом рудных брекчий. С пострудным окварцеванием связано переотложение киновари в полости трещин. Рудное тело не имеет четких границ, по простиранию прослежено на 50 м, по падению на 60 м, а глубже выклинивается. Среднее содержание ртути 0,69 %. Рудные тела № 2 и 3, расположенные на восточном фланге месторождения, локализируются на границе красноцветных и серо-зеленых алевролитов в 1–10 м от тектонического контакта терригенных пород с известняками. Протяженность рудных тел 635 и 465 м при мощности до 1,5–3,2 м (средняя 0,35 м) и содержании ртути от сотых долей до 0,71 %. Без изменения мощности рудные тела прослежены до глубины 50 м. Падение согласное под углами 50–80° на восток. В центре брекчии, обособленно от киновари, широко развит пирит, в том числе мышьяковистый (As до 0,82 %). В рудах месторождения в подчиненных количествах отмечается гидрогетит, реальгар, флюорит, сфалерит, галенит, галлуазит.

При проведении ГДП-200 [140] и нашими работами в брекчированных окварцованных известняках с киноварью, вскрытых карьером, в рудном теле № 1 установлено в штучных пробах 0,6–2,0 г/т золота, во вмещающих обохренных карбонатных породах – 0,15 г/т. В брекчированных известняках с киноварью установлено 0,01 г/т золота. Наиболее высокие концентрации золота локализируются в джаспероидах, образовавшихся по флюидо-эксплозивным брекчиям.

Соотношения изотопов серы киновари из руд месторождения дают узкий интервал значений от 1,3 до 2,3 ‰, указывающие на однородный источник серы, характерный для магматогенного неконтраминированного источника.

Запасы ртути составляют: по рудному телу № 1 категории С₁ – 82,9 т, С₂ – 28,2 т при среднем содержании ртути – 0,69 %, а части рудного тела

№ 2 при протяженности 162 м, средней мощности 0,4 м до глубины 40 м – 6,9 т категории С₂ при среднем содержании ртути – 0,34 % [446, 447]. В 1971 г. Акташским РУ небольшим карьером (55 м²) отработана часть рудного тела № 1 с содержанием ртути до 8,0 %, при этом добыто 380 кг ртути.

Месторождение Ночной Лог (I-2-29) расположено в 4,5 км к югу от д.р. Сараса, в 0,9 км выше устья Лога Ночного. Разведочные работы проведены до глубины 100 м с помощью поверхностных горных выработок, двух штолен и скважин. В 1947–1949 гг. Акташским РУ отработаны наиболее ценные рудные гнезда, из которых добыто 400 кг ртути. В 1972–1974 гг. на юго-западном фланге проведены поиски слепых рудных тел под экраном девонских отложений с помощью скважин глубиной до 400 м [447]. На площади месторождения терригенно-карбонатные отложения барагашской свиты в виде узкого тектонического клина располагаются среди карбонатных пород сарасинской свиты. Выявлено пять рудных тел протяженностью до 50–131 м при мощности 0,1–18,0 м и среднем содержании ртути 0,06–0,26 %. Киноварь приурочена к доломитам и образует мелкую вкрапленность, примазки и тонкие прожилки, часто в ассоциации с кальцитом и окисленным пиритом. На месторождении широко развит карст.

Слепое поднадвиговое оруденение характеризуется значительным размахом по вертикали (до 230 м), зоны повышенной трещиноватости и рудоносности отстоят от плоскости экрана надвига на 30–45 м. Кондиционных рудных тел не оконтурено, но скважинами подсечены отдельные интервалы мощностью 0,6–3,0 м с промышленными (0,1–0,59 %) содержаниями ртути. Минералогический состав ртутных руд аналогичен вышеописанному, но более широко распространен кварц, также установлены ртуть самородная и ртутьсодержащие блеклые руды.

С глубиной увеличивается содержание реальгара и аурипигмента, образующих значительные скопления. Кварц наиболее широко развит в поднадвиговой толще, где образует линзочки и прожилки. По данным гомогенизации газовой-жидких включений температуры отложения кварца 145–130 °С, киновари – 130–120 °С. Известняки подверглись значительной доломитизации и почти соответствуют доломиту (MgO – 20,54 %). Суммарные запасы ртути категории С₁ – 59,5 т, С₂ – 13,0 т.

Месторождение Сухонькое обнаружено в 1949 г. геологом А. П. Берзиным. Поисковые и разведочные работы проводились в 1949–1951, 1954–1955 и 1968–1972 гг. [393, 356, 355, 446] с помощью поверхностных горных выработок, штольни и скважин до глубины 250 м, а единичными скважинами – до 600 м. Площадь месторождения сложена доломитизированными известняками и известняками сарасинской свиты нижнего кембрия, перекрытыми по надвигу карбонатно-терригенными отложениями барагашской свиты нижнего девона, прорванными редкими дорудными дайками долеритов и базальтов девона субмеридиональной ориентировки. Широко развиты делювиально-пролювиальные отложения мощностью до 40–50 м, а в отдельных карстовых воронках – до 70 м. Для месторождения характерно блоковое строение за счет наличия крутопадающих взбросов северо-западного простирания. Надвиг имеет волнистую плоскость сместителя, ориентированную в северо-восточном направлении (азимут 12–17°) с углом падения от 10 до 60° на северо-запад. Породы девона залегают моноклинально с падением на запад под углами

45–70°; а в центральной части они смяты в довольно напряженные складки. Разведано три рудных тела. Первое – контролируется зоной взброса северо-западного прогибания (угол падения 65–70°), имеет протяженность 104 м, среднюю мощность 1,33–2,29 м, среднее содержание ртути – 0,27 %, прослежено на глубину 55 м.

Рудные тела № 2 и 3 располагаются в поднадвиговой толще и имеют размеры соответственно 60 × 40–60 м и 270 × 140 м при средней мощности 14 м и среднем содержании ртути 0,30 и 0,22 %. По падению оруденение прослежено на 30–90 м. Интерес представляют карстовые полости, выполненные глиной и обломками руд с промышленными содержаниями на отдельных интервалах.

Для руд в основном характерна вкрапленная и прожилковая текстуры, при сгущении прожилков наблюдаются участки со штокверковой текстурой. Рудные тела обычно сложены доломитизированными известняками, вмещающими прожилки, вкрапленники и тонкие просечки кристаллической (преимущественно микрокристаллической) и порошковой киновари. Киноварь чаще всего наблюдается самостоятельно, реже в ассоциации с кальцитом, кварцем, реальгаром, аурипигментом. Второстепенными минералами, устанавливаемыми только при микроскопических исследованиях, являются антимонит, пирит, марказит, сера самородная, метациннабарит, флюорит, барит, диксит, каолинит, графит, анкерит, ярозит, галлуазит, арсенат-беловит, мансфилдит [158]. В киновари в аномальных концентрациях установлены As (до 5 %), Ag (до 10 г/т).

Пространственно основная масса оруденения мышьяка обособлена от ртутно-рудных тел, наиболее насыщена минерализацией мышьяка (реальгар, реже аурипигмент), рудовмещающая толща ниже поднадвиговой зоны киноварного оруденения имеет вертикальную мощность 150–200 м, а в целом вертикальный размах реальгаровой минерализации превышает 600 м. В реальгаре в аномальных содержаниях установлены Sb – до 0,3 %, Hg – до 0,1 %.

По результатам ГДП-200 [140] на месторождении в десятках проб-протолочек устанавливается золото в количестве от единичных пылевидных зерен до 34,5 г/т (27,6 мг на 0,8 кг пробы), а по спектральному анализу штучных проб содержания золота достигают 0,01–0,08 г/т. Наиболее часто повышенные содержания золота отмечаются в брекчированных доломитизированных и окварцованных известняках кембрия поднадвиговой толщи, как вмещающих ртутное оруденение, так и безрудных, а также в кварцевых гравелитах (брекчиях).

Соотношение изотопов серы сульфидов на месторождении варьирует от –8,2 ‰ до –7,0 ‰, указывая на значительную однородность источника серы [154]. Значения соотношений изотопов серы сульфидов указывают на магматогенный источник, характерный для неконтаминированных мантйных магм.

Суммарные запасы ртути месторождения на 1.09.1973 г. составляют: категории С₁ – 251,46 т, С₂ – 31,2 т при среднем содержании ртути в рудных телах 0,2–0,3 % [446]. По состоянию на 1.01.2002 г. в сводном балансе запасов запасы ртути категории С₁ составили 207 т, категории С₂ – 47 т при средних содержаниях ртути в рудах 0,24 %.

Месторождение Черемшанское (I-2-39) находится в левом борту р. Черемшанка, в ее верхнем течении, в 3,5 км выше дер. Черемшанка. Открыто в 1952 г. геологами Н. С. Коржневым и М. П. Авдеевым. В 1951–1955 гг. с помощью поверхностных горных выработок, штольни и скважин разведано до глубины 150 м [356]. В 1968 г. проведены поисковые работы в пределах месторождения и его флангах [445], а в 1970–1974 гг. проводились разведочно-эксплуатационные работы Акташским РУ. Сведений о количестве добытого металла нет. Гнездовидные рудные тела приурочены к субширотному разлому в контакте карбонатно-терригенных образований венда–нижнего кембрия и вулканогенных пород средне-основного состава усть-семиинской свиты. Рудовмещающие образования венда–нижнего кембрия представлены углеродистыми известняками, доломитами, песчаниками, гравелитами, силицилитами, имеющими крутое (60–80°) северное падение. Главное рудоконтролирующее нарушение (взброс) имеет субширотное простирание при почти вертикальном падении. Ширина зоны дробления и лимонитизации до 60 м, амплитуда перемещения по нарушению достигает несколько сот метров. Нарушение осложнено сбросами и взбросами северо-западного и северо-восточного простирания, а также сетью параллельных и субпараллельных нарушений.

Оруденение преимущественно локализуется в трещинах субширотной и северо-западной ориентировки, секущих известняки, доломиты и кварциты, т. е. относительно хрупкие породы. Основное оруденение сосредоточено в двух рудных телах протяженностью до 57,3 и 41,0 м, мощностью 1,74–1,76 и 1,7 м при среднем содержании ртути 0,33 и 0,44 %. Первое рудное тело прослежено по падению на глубину до 100 м без признаков выклинивания. Второе находится в 100 м южнее. Главные минералы руд: доломит, кальцит, кварц, киноварь, реже – пирит, лимонит, оксиды марганца, аурипигмент, реальгар, марказит. На 1.01.1971 г. запасы ртути категории $C_1 + C_2$ составляют 153 т при среднем содержании 0,62 %. По данным разведочно-эксплуатационных работ установлено, что рудные тела представлены сетью редких пологих трещин оперения, вследствие чего запасы в значительной степени не подтвердились и месторождение признано бесперспективным. Рекомендуются проведение поисков слепых рудных тел под покровом девонских отложений.

В сводном балансе запасов на 1 января 2002 г. состоят запасы ртути категории $C_1 - 25$ т, $C_2 - 18$ т при средних содержаниях ртути в рудах 0,5 %.

Месторождение Ключ Тесный (I-2-33) находится в левом борту одноименного ключа, левого притока р. Кыркыла, в его верхнем течении. Выявлено и разведано в 1951 г. с помощью поверхностных выработок, шурфов с расщелками и скважин до глубины 30 м [356]. Площадь месторождения сложена известняками и силицилитами каянчинской свиты, прорванных дайками долеритов позднедевонского возраста. Киноварное оруденение приурочено к зоне брекчирования и дробления и интенсивной кальцитизации северо-западной ориентировки мощностью 5–30 м. Киноварь в виде прожилков, примазок, иногда густо пропитывает породы и является цементом брекчий. Вскрыто на поверхности и прослежено на глубину до 15 м одно рудное тело длиной 25,5 м, мощностью 1,91 м и средним содержанием ртути – 0,36 %, состоящее из че-

тырех гнезд протяженностью от 1,0 до 9,4 м, но на глубине 30 м буровыми скважинами промышленного оруденения не установлено. Запасы ртути категории C_1 – 6,4 т, C_2 – 2 т [356].

Месторождение Козульское (II-1-6) находится в истоках р. Кузрей. Приурочено к катаклазированным и рассланцованным породам в зоне Башлацкого разлома. Минерализация представлена вкрапленностью киновари и антимонита в кварц-кальцитовом цементе тектонических брекчий. Выделяются две рудные зоны. Первая мощностью 2–10 м приурочена к породам куяганской свиты и прослежена по простиранию на 620 м, а по падению на 140 м. Вторая зона приурочена к известнякам техтенской свиты и прослежена по простиранию на 27 м при мощности 0,7–2,5 м. Оруденение представлено киноварью, антимонитом, сурьмяными охрами. Запасы по категории C_1 составляют: Hg – 28,25 т, Sb – 97,3 т при средних содержаниях по первой зоне – 0,115 %; по второй – 0,23 и 1,57 %. Прогнозные ресурсы ртути по категории P_1 оцениваются в 100 т. Исходя из соотношения сурьмы и ртути по проявлению ($97,3 : 28,25 = 3,44$), прогнозные ресурсы (P_1) сурьмы оцениваются в 344 т. Руды проявления на золото не анализировались, хотя они сопровождаются ореолами и шлиховыми потоками золота, сурьмы, мышьяка и других элементов (свинца, цинка).

Сурьма обнаруживается в двух проявлениях, четырех литохимических аномалиях в коренных породах.

Единственным представителем золото-ртутно-сурьмяной формации является проявление Березовское (I-1-17), расположенное в 800 м к северо-западу от дер. Березовка в правом борту р. Ануй. Открыто в 1940 г. В 1952 г. проведены поисково-ревизионные работы [427]. Оруденение пространственно приурочено к линзе известняков камышенской свиты мощностью 10–30 м, меридионального простирания, среди рассланцованных песчаников и алевропесчаников. Известняки мраморизованы, окварцованы. Кварц-карбонатная линза прослежена канавами на 190 м. Сурьмяное оруденение вдоль линзы отдельными гнездами прослежено на 60 м. Размеры гнезд от $0,2 \times 0,2$ до $1,5 \times 7,0$ м.

Минерализация представлена скоплением сурьмяных охр, а также крупными радиально-лучистыми агрегатами антимонита. Химическим анализом проб из гнезд антимонита установлено содержание сурьмы от 5,8 до 49,9 %. В южной части линзы известняков, за пределами сурьмяного оруденения, вблизи долины р. Ануй спектральным анализом установлено 0,1 г/т золота. Золоторудная минерализация приурочена к зоне окварцевания мощностью до 1 м, в западном контакте линзы. В гнездово-вкрапленных сурьмяных рудах по результатам бороздового и штуфного опробования установлены содержания сурьмы более 1 %; золота – 0,3–0,8 г/т; серебра – до 6 г/т; мышьяка – до 0,2 %. В метасоматически измененных окварцованных, лимонитизированных известняках без видимой вкрапленности антимонита установлены содержания: сурьмы – 0,015–0,5 %; золота – 0,05–0,3 г/т; мышьяка – до 0,4 %; серебра – до 0,5 г/т. В песчаниках из приконтактной части линзы минерализованных известняков отмечается повышенное содержание сурьмы до 0,5 %; золота – до 0,4 г/т; мышьяка – до 0,3 %.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий находится в рудах двух малых месторождений, семи проявлений. Бериллиевое оруденение формировалось в позднепалеозойско-раннемезозойский этап и распространено в пределах Белокурихинского, Прителецкого редкометалльных рудных узлов и Слюдяно-Каракольской редкометалльной рудной зоны. Выделены кварцево-грейзеновый молибден-бериллиевый тип и редкометалльных пегматитов.

Месторождение Казандинское (I-1-69) находится в верховьях кл. Феоктистова, правого притока р. Шепеты. Бериллоносные кварцевые жилы впервые были выявлены в 1947 г. при поисково-разведочных работах на Казандинском вольфрамовом месторождении [377], а глыбы и обломки кварца с бериллом отмечались при разведке колумбитовой россыпи по кл. Феоктистова. На месторождении пройдено 2271 пог. м штолен и штреков (четыре штольни), 60 пог. м восстающих, пробурено 50 скважин глубиной до 200–300 м. С поверхности месторождение изучено густой сетью канав и шурфов. Месторождение расположено в эндоконтакте Щебетинского интрузивного массива, контактирующего с песчано-сланцевыми отложениями горноалтайской серии на востоке и Казандинским интрузивным массивом на юго-востоке. Контакт Щебетинских мусковитовых гранитов с осадочными образованиями падает в сторону последних под углом 30–65°. Отложения горноалтайской серии ороговикованы на расстоянии 2–3 км от массива.

Оруденение приурочено к кварцевым жилам, выполняющим трещины отрыва, возникшие в связи с установленной здесь тектонической зоной северо-восточного простирания. Горными выработками предшествующих исследователей вскрыта 91 кварцевая жила. Жилы имеют кулисообразное строение, причем сравнительно часто встречаются «слепые жилы». Простирание жил от 250 до 300°, падение на юго-запад и юго-восток под углами 65–85°, протяженность от десятков до нескольких сот метров, мощность от 0,15 до 1,2 м (средняя 0,39 м). Основным полезным компонентом является берилл, который отмечается двух типов – мелкокристаллический и крупнокристаллический. Крупнокристаллический берилл наблюдается в виде кристаллов хорошей огранки размером до 10 × 2 см или в виде гнезд размером до 10 × 10 см. В жилах встречаются молибденит, турмалин, пирит, висмутин, мусковит, флюорит, вольфрамит. Молибденит в основном приурочен к мусковитовой оторочке кварцевых жил, местами образуя довольно густую вкрапленность. Пирит встречается сравнительно редко, образуя одиночные кристаллы кубической формы и друзы размером до 5 × 5 см. В кварцевых жилах встречаются пустоты с кристаллами (размером до 4 × 10 см) и друзами мориона и дымчатого кварца. Кроме кварцевых жил бериллиевое оруденение выявлено в эндоконтактных зонах мелкозернистых мусковитовых гранитов. Мощность изучавшихся зон с неравномерной вкрапленной берилловой минерализацией составляет 2–3 м, содержание BeO до 0,126 %. Среднее содержание по одной из зон, вскрытых штольной № 2 (на участке 70,5–72,5 м) составляет 0,03 % BeO. В связи с низкими содержаниями запасы бериллия в бериллоносных гранитах не подсчитывались [406]. По данным спектрального анализа точечных проб, отобранных

из рудных отвалов штолен, получены повышенные содержания следующих элементов (%): медь — до 0,05, свинец — до 0,1, молибден — до 0,3, висмут — до 0,05, кадмий — до 0,003. Кроме того, в пробе кварца с пиритом (около 50 %) по спектральному анализу выявлено содержание серебра — 500 г/т. В этой же пробе пробирным анализом установлено 134 г/т серебра и 0,5 г/т золота. В рядовых пробах содержание золота 0,2 г/т, содержание серебра до 9 г/т. Запасы оксида бериллия по категории В + С₁ + С₂ по результатам разведки составляют 1218,806 т при среднем ее содержании 0,194 % (по материалам работ 1951–1960 гг.). В 1962 г. проведена предварительная геолого-экономическая оценка месторождения, в результате которой установлено, что эксплуатация месторождения нерентабельна, и для вовлечения его в разработку необходимо увеличение запасов в 30 раз или повышение среднего содержания бериллия в рудах. Прогнозные ресурсы оксида бериллия категории Р₁, определенные при ГС-50 [372] до глубины 300 м, составляют 1828 т. Суммарные запасы и ресурсы Казандинского бериллиевого месторождения составляют 3047 т.

В сводном балансе запасов по месторождению по состоянию на 1.01.2002 г. числятся запасы оксида бериллия категорий: В — 42 т, С₁ — 449 т, С₂ — 491 т при среднем содержании ВеО — 0,198 %.

Проявление Каракольское (П-1-3) находится на водоразделе рек Усть-Куча, Колбала и Солонька (ранее считалось месторождением). Приурочено к Каракольскому лейкогранитовому массиву белокурихинского комплекса. Наиболее высокие содержания берилла присущи кварцевым жилам северо-западного простирания, которые приурочены к трещинам скола и сопровождаются процессом грейзенизации гранитов. Жилы сближены до интервала в 2–4 м, расположены кулисообразно, местами лестничные. Берилл развит в виде скоплений неправильной формы, друз и отдельных кристаллов. С ним ассоциируют молибденит, халькопирит, шеелит, колумбит и танталит (редки), висмутин, ковеллин, торбернит, метаторбернит, отенит, флюорит, турмалин. Распределение бериллия, молибдена и висмута в рудах неравномерное. Среднее содержание (%): Ве — 0,5, Мо — 0,3, Ви — 0,12. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы (С₁ + С₂ + Р₁) Ве — несколько тысяч тонн, причем, берилла рудоразборного (С₁ + С₂) — 1942 т, Мо — 543,6 т, Ви — 141,2 т, У — 34,2 т. В рудах есть серебро — до 100 г/т и золото — 0,4–0,8 г/т.

Проявления *потенциального Прителецкого редкометалльного рудного узла* приурочены к области развития интрузивов гранодиорит-гранитового кубадринского комплекса (D₁₋₂), прорывающих метаморфические породы курайского комплекса. В пределах Абаканского массива кубадринского комплекса располагается субмеридиональный пояс редкометалльных пегматитов длиной до 60 км. В пегматитовых телах нередко присутствуют апатит, сподумен, берилл, танталит-колумбит. Пегматиты явно наложены на девонские гранитоиды и имеют, вероятно, раннемезозойский возраст. Пегматиты слабо изучены. Редкометалльные пегматиты образуют более 100 жил на участках Тузукта и Дырях (Тузактинское проявление). Мощность пегматитовых жил здесь от 0,2 до 60 м. В них отмечается вкрапленность берилла, сиклерита, танталит-колумбита, цирколита, уранинита, висмутина, эвлинитина, бисмутита, халькопирита, борнита. Содержание тантала 0,01–0,03 %, висмута 0,01–0,03 %, меди 0,01–0,03 %, свинца 0,01–0,03 %, молибдена 0,01–0,03 %, серебра 0,01–0,03 %, золота 0,01–0,03 %.

бериллия — 0,002–1 %. В Челюшском проявлении проявлены редкометалльные пегматитовые тела мощностью от 0,2 до 2 м и протяженностью от 100 до 250 м. В пегматитах наблюдается вкрапленность берилла, тантало-ниобатов, фергюсонита, гатчетолита. Содержание бериллия от 0,001 до 1 %, ниобия — от 0,01 до 0,1 %.

Кроме указанных проявлений, в рудном узле известны: проявление на ручье Шалтанский со свалами пегматитов среди метаморфических пород терехтинского комплекса с диаметром глыб до 2 м с призмами черного турмалина; содержания (%): BeO — 0,003, Sn — 0,001–0,03, Cu — 0,001–0,3; проявление на ручье Конуй-Кот-Агачский с 50 пегматитовыми телами мощностью от 1 до 40 м и протяженностью до 300 м среди метаморфических пород терехтинского метаморфического комплекса; содержания (%): BeO — 0,001, Sn — 0,001, Cu, Pb — 0,001–0,01.

Тантал, литий обнаружены в рудах одного месторождения и двух проявлениях.

Редкометалльное оруденение формировалось в позднепермско-раннеюрский этап развития региона. Промышленные концентрации тантало-ниобатов в этот период обязаны процессам эманационной дифференциации при формировании массивов литий-фтористой и литиевой фаций плюмазитовых редкометалльных гранитоидов (Алахинское рудное поле), а также заключительным процессам становления полнопроявленных редкометалльных пегматитов.

Месторождение Алахинское (IV-3-6) размещается в купольных выступах одноименного массива высоколитиевых лейкогранитов и сопровождается дайками сподуменовых гранит-порфириров. Алахинский шток гранитоидов сложен породами трех фаз: 1 — биотитовыми гранитами, 2 — двуслюдяными лейкократовыми гранитами и умереннощелочными лейкогранитами, 3 — сподуменовыми гранитами. Температуры кристаллизации гранитоидов от ранних фаз к поздним снижаются от 720 до 520 °С. Общее давление возрастало от 1,1 до 2,6 кбар. При этом в заключительной фазе резко возрастает давление флюидной фазы. От ранних фаз к поздним происходит значительное увеличение редких щелочных и других элементов. Далее описание оруденения приводится по данным В. И. Тимкина, В. И. Маслова [433], Р. А. Губайдулина [310]. Сподуменовые гранит-порфиры сформировались на заключительном этапе становления массива. Алахинский шток сподуменовых гранит-порфириров расположен среди гранитов первой и третьей фаз и на поверхности обнажается в виде двух сближенных тел.

Алахинское месторождение включает Главное и Малое рудные тела. Главное тело имеет неправильную форму и вытянуто в субмеридиональном направлении. Максимальные размеры в плане 1000 × 650 м, площадь около 0,3 км². Падение южного контакта крутое, близвертикальное, северного — пологое (45–50°) во вмещающие граниты первой фазы.

В эндоконтакте наблюдается зона мощностью до 0,5 м с резко неравномерным составом породы. Матрикс ее составляет тонкозернистый альбит, обогащенный тонкоигольчатым черным турмалином. На удалении от контакта (5–50 см) в альбитите неравномерно развиты шпильки кристаллов микроклина (0,5 × 2 см) и гнезда, неправильные обособления серого и темно-серого кварца, зеленовато-серой слюды и тонкоигольчатого шерла.

Далее, по мере удаления от контакта на юг и юго-восток следует зона тонко-равномернозернистых альбититов и кварцевых альбититов шириной 20–30 м. Она увеличивается со стороны пологого контакта интрузива и сужается до первых метров вдоль крутых контактов. По мере удаления от контакта в альбититах постепенно возрастает количество вкрапленников кварца, появляются таблитчатые выделения сподумена, в результате чего альбититы постепенно сменяются нормальными гранит-порфирами.

За зоной альбититов в центре Главного тела развиты сподуменовые гранит-порфиры. В полосе развития останцов кровли среди гранит-порфиров изредка отмечаются небольшие шпироподобные обособления и прожилки серого и темно-серого кварца, иногда с тонкоигольчатым турмалином.

Далее на юг зернистость гранит-порфиров становится более тонкой, количество вкрапленников сподумена сокращается, порода постепенно приобретает аплитовидный облик. Южный контакт ее с вмещающими гранитами резкий без заметных преобразований с обеих сторон.

Малое тело расположено гипсометрически ниже первого и обнажено лишь фрагментами. Форма его овальная. Размеры в плане 400 × 350 м. Площадь около 0,1 км². Сложено Малое тело породами, близкими по составу и структуре к гранит-порфирам Главного тела. Лишь на северо-западе отмечены отдельные участки со значительным содержанием порфирохрист сподумена. Альбититы здесь не установлены. В эндоконтакте на юге среди гранит-порфиров часто встречаются угловатые обломки вмещающих гранитов; отмечены пологие пегматоидные прожилки с укрупненными кристаллами сподумена.

На севере и северо-западе, в области пологого погружения гранит-порфиров Главного тела под граниты первой фазы, последние вдоль контакта и в останцах кровли превращены в грейзенизированные турмалин-слюдисто-кварцевые метасоматиты. Мощность зоны приконтактной грейзенизации до 50 м. В метасоматитах наблюдаются альбит, кварц, слюда, турмалин, микроклин, флюорит, пирит, шеелит, апатит, циркон, рутил, сфен, халькопирит, эпидот, клиноцоизит. В отдельных случаях отмечены петалит, поллуцит, рибекит, холмквистит, рутил, микролит.

Наряду с турмалин-слюдисто-кварцевыми метасоматитами в экзоконтакте Главного тела широко развиты кварц-турмалиновые и существенно турмалиновые прожилки, секущие и граниты, и метасоматиты. На участках, насыщенных кварц-турмалиновыми прожилками, появляются литиевый мусковит, протолитионит, а также слюды ряда биотит–лепидолит.

В сподуменовых гранит-порфирах Главного тела характерно повышенное содержание тантало-ниобатов, среди которых установлены (г/т) тантэксенит (до 58,5), микролит (до 29,8) и танталит (до 1,1), а также апатит, сфен, петалит, поллуцит, амблигонит, молибденит, флюорит, топаз, гранат, турмалин, рутил, ильменорутит, танталит-колумбит, эвксенит, шпинель, пирит, халькопирит, висмутин. Кроме того, постоянно отмечаются светлые слюды: мусковит, лепидолит, цинвальдит.

Содержания тантала наиболее значительны в сподуменовых гранит-порфирах Главного тела. В центре Главного тела они устойчиво выше 0,01 %, а максимумы (0,02–0,043 %) заметно смещены к висячему пологому контакту. На севере, в альбититах эндоконтакта и вдоль останцов кровли со-

держания Та неравномерные и в целом пониженные. Концентрации других компонентов (%): пентоксида ниобия – 0,011–0,015, оксида лития – 1,0–2,02, оксида цезия – 0,01–0,05, оксида бериллия – 0,01–0,025, оксида рубидия – 0,002–0,265, висмута – 0,003–0,025. Соотношение тантала к ниобию варьирует от 1 : 1 до 2 : 1.

В Малом теле содержания тантала невысокие (до 0,009–0,011 %) с тенденцией резкого уменьшения их на нижних горизонтах.

В турмалин-слюдисто-кварцевых метасоматитах содержания пентоксида тантала до 0,036 % выявлены непосредственно в контакте с гранит-порфирами. Мощность столь обогащенной приконтактной оторочки 1–3 м.

В апикальной части штока развиты альбититы, кварцевые альбититы, штокшейдеры, а в экзоконтакте и в остатках кровли – грейзеноподобные турмалин-слюдисто-кварцевые метасоматиты. Сподумен появляется в альбититах на некотором удалении от пологого контакта и максимально развит в гранит-порфирах (до 30 %). Постоянно отмечаются мусковит, лепидолит, цинвальдит. В меньших количествах присутствуют: петалит, поллуцит, амблигонит, молибденит, флюорит, топаз, турмалин, рутил, танталит-колумбит, эвксенит, микролит, шпинель, пирит, халькопирит, висмутин. Руды месторождения классифицируются халько-литофильной геохимической специализацией. Содержания основных рудообразующих редких элементов составляют (%): Li_2O – от 0,005 до 1,83 (среднее 1,1), Ta_2O_5 – от 0,0005 до 0,11 (среднее 0,015), Nb_2O_5 – от 0,0001 до 0,09 (среднее 0,013), Cs_2O – от 0,0001 до 0,06 (среднее 0,02). Коэффициенты концентрации этих же элементов достигают: Li – 63,2, Ta – 49,2, Nb – 4,55, Cs – 37,6. Основные сопутствующие элементы зафиксированы в следующих концентрациях (%): Rb_2O – от 0,001 до 0,1 (среднее 0,08), Bi – от 0,001 до 0,05 (среднее 0,01). Коэффициенты концентрации показывают: Rb – 3,47, Bi – 151,5.

Следует отметить, что к юго-западу от Главного тела наблюдается рой даек сподуменовых гранит-порфиров в полосе шириной 400–700 м, отходящей от Главного тела. Большинство даек в этой полосе залегают с пологим падением в северных румбах, изредка субгоризонтально. Часть даек являются радиальными, подчеркивая существование на глубине не вскрытого эрозией еще одного слепого купольного штока гранит-порфиров. Протяженность даек десятки метров, мощности от 0,1 до 4 м.

Для наиболее богатой части Главного тела выполнена оценка прогнозных ресурсов пентоксида тантала категории P_1 для верхних горизонтов проявления со средним содержанием Ta_2O_5 0,0125 % (рядовые руды по содержанию пентоксида тантала) в объеме 3,7 тыс. т. Подсчет выполнен Р. А. Губайдулиным методом вертикальных геологических разрезов. Оценка прогнозных ресурсов пентоксида тантала апробирована ВИМСом от 1.01.2003 г.

В. И. Тимкиным для Главного тела Алахинского интрузива оценены прогнозные ресурсы пентоксида тантала категории P_1 до глубины 250 м со средним содержанием Ta_2O_5 0,0125 % в объеме 18,6 тыс. т, что соответствует среднему месторождению с рядовыми рудами [250]. В связи с тем, что оценка выполнена только на основании эрозионного вреза оруденения без заверки скважинами, указанные ресурсы следует отнести к категории P_2 .

Проявление Эдельвейс (III-4-39) расположено на южном склоне Северо-Чуйского хребта, в верховьях р. Кускунур, в 1,7 км к югу от выс. отм.

3396,0 м. Выявлено Актуринской ПСП. Минерализация аксинита локализуется в биметасоматических и инфльтрационных скарнах, генетически связанных с массивом габбро среди известняков баратальской серии. Установлена аксинитовая минерализация с содержанием триоксида бора 2,65–4,93 %. Редкометалльное оруденение связано со щелочными сиенитами и карбонатитами, входящими в состав габбро-сиенитового комплекса. Сиениты, сиенит-пегматиты, карбонатиты образуют дайковые, жило- и гнездообразные тела с резкими контактами с вмещающими породами. Размеры тел не превышают 100 м по простиранию, а по мощности 20 м, для сиенит-пегматитов 30×3 м, карбонатитов 30×1 м, количество тел 55 и 81 соответственно. Рудная минерализация представлена монацитом, торитом, тантало-ниобатом, браннеритом, пиритом, ильменитом и уранистым пироксеном, приуроченными к скоплениям апатита, биотита, циркона, полевых шпатов. В протолочках карбонатитов установлены единичные зерна киновари. По спектральному анализу содержания компонентов составляют (%): ниобий – 0,003–1, уран, титан, стронций – до 1, фосфор – до 5, цинк – до 0,001, свинец, цирконий – до 0,03, барий – до 0,3, медь – до 0,02. Прогнозные ресурсы по категории P_2 проявления Эдельвейс составляют (т): руды – 3 917 760, церия – 5680, лантана – 4505, ниобия – 1175, урана – 487,7. В связи с убогими содержаниями полезных компонентов ресурсы относятся к забалансовым. Вследствие выклинивания рудоносных сиенитов и карбонатитов на глубину перспективы проявления оцениваются отрицательно.

Скандий встречен в рудах одного месторождения и одного проявления в пределах единственного рудного узла.

Оруденение скандия представлено гидротермально-метасоматическим типом среди пропилитов в пространственной связи с субщелочными гранитоидами Кумирского штока, классифицируемыми анорогенным А-типом. В эндо-экзоконтактной части штока сформировалось месторождение Кумирское и проявление Кумирское II.

Месторождение Кумирское (II-4-24) расположено в правом борту нижнего течения р. Кумир. Месторождение сложено комплексными рудами при ведущей роли скандия, образующего собственный минерал (тортвейтит) в скоплениях, представляющих промышленный интерес. Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактной зоне Кумирского штока. Скандий-уран-редкометалльное оруденение образует линзовидные тела и гнезда размером до $0,5 \times 1,2 \times 2,5$ м, контролируемые метасоматическими залежами (альбит, серицит, турмалин, кварц), обычно крутопадающими и субвертикальными. Оно накладывается на субвулканические риолиты и на ороговикованные породы кумирской свиты. Рудные минералы: тортвейтит, гадолинит, талинит, иттриалит, иттрибитолит, монацит, касситерит, уранинит, браннерит, коффинит, настуран, метацейнерит, эпиянтинит, торит, ортит. Присутствуют: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, берилл, флюорит, турмалин, фторрапатит, топаз. Содержания РЗЭ (в окисной форме) в рудах составляет тысячные–десятые доли процента для каждого элемента. Содержание скандия – сотые до десятых долей процента. Содержание урана не превышает 0,053–0,061 %. Кроме того, установлена минерализация ртути в количестве до 0,3 %.

Запасы и прогнозные ресурсы ($C_2 + P_1 + P_2$) скандия, иттрия, урана, тория, рубидия и ниобия по отдельности составляют сотни тонн.

Проявление Кумирское-II (II-1-14) находится в левом борту р. Кумир. В альбитизированных риолитах северо-западного эндоконтакта Кумирской субвулканической интрузии. В участках флюоритизации выявлены U, Th, Sc в повышенных концентрациях.

На площади листа известны две монацитовые россыпи: р. Сычевка и р. Черновой.

Россыпь монацита р. Сычевка (I-1-8) аллювиальная, разведана в 1939 г. на протяжении 2 км. Мощность песков 0,4–1,2 м, содержание монацита до 656 г/м³, среднее 30–50 г/м³. Непромышленная из-за низких содержаний.

Россыпь р. Черновой (I-1-11). Россыпь монацита аллювиальная разведана в 1939 г. на протяжении 2 км. Мощность песков 0,4–1,2 м, содержание монацита до 656 г/м³, среднее 30–50 г/м³. Непромышленная из-за низких содержаний.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Оруденение благородных металлов в пределах листа представлено золотом, серебром, платиной и платиноидами.

Золото встречается в рудах четырех месторождений, 46 проявлений, двух пунктов минерализации, семи литохимических аномалий в коренных, трех в рыхлых породах, 17 площадных шлиховых ореолов и 27 шлиховых потоков.

Проявления благородных металлов на изученной площади сконцентрированы в рудных узлах и полях Бийско-Катунского, Уймено-Лебедского, Верхне-Лебедского, Бельгебашского, Ануйско-Песчанского, Коргонского рудных районов. За пределами последних также известен ряд рудных узлов (Верхне-Чергинский) с серебряно-золоторудной металлогенической специализацией, проявлений золота с нетрадиционной золото-сурьмяно-ртутной, медно-золото-порфировой минерализацией (Верхне-Кастахтинское, Некрасовское, Верхне-Кызылтобракское, Инское, Козульское, Карасукское, Архиповское и др.). Золотое оруденение формировалось на всем протяжении от кембрия до юры и сосредоточено во всех металлогенических таксонах. Оруденение золота представлено эндогенными месторождениями (золото-медно-скарновые Синюхинское, Оюкское) и проявлениями (золото-медно-скарновыми – Актуру, Центральное; золото-скарновыми – Сухая Грива; золото-сульфидно-кварцевыми – Тошан, Бирюлинское, Инское; золото-черносланцевыми – Лог № 26, Карым, Токшуюк; золото-серебряными – Саганы и др.), проявлениями кор выветривания и россыпными месторождениями (россыпи Ануйская, Быстрая, Дрезговитная, Баранчинская, Светлая, Синюхинская и др.).

Скарны месторождения Синюхинское (I-3-13) имеют форму стратиформных залежей в контактах мраморов и туфов, реже лав андезитов и базальтов. Мощности их варьируют от 1,5 м до нескольких десятков метров, протяженности – от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Рудные тела в скарнах образуют залежи, рудные столбы, гнезда, ленты. Мощности рудных тел от 1 до 20 м, протяженности по простиранию от 10 до

400 м, по падению от 5 до 200 м. Все скарны относятся к типу известковых. Средние содержания золота в рудных телах варьируют от 3,9 до 36,7 г/т, меди – от 0,5 до 1,8 %. Резерв запасов категории C_2 – 19,6 т золота, прогнозных ресурсов категории P_1 – 46 т (из них 8 т на глубине до 300 м), $P_2 + P_3$ – 50–70 т. Особенности минерального состава и последовательности кристаллизации минералов в скарновых залежах Синюхинского месторождения описаны в литературе детально [156, 67]. Скарны формировались в несколько стадий. Наблюдается несколько генераций гранатов, пироксенов, волластонитов. Преобладают маложелезистый диопсид ($Gd = 3,8–13,5$) и гранат с варьирующим гранитовым миналом. На выклинках рудных тел иногда встречается сопутствующее магнетитовое оруденение. Пневматолито-гидротермальные скарновые изменения разнообразны и включают образование волластонита, магнетита, эпидота, тремолита, кварца, пирита, актинолита, ортоклаза, альбита.

В рудном поле установлено два типа скарновых залежей, существенно различающихся по своей структурной приуроченности и характеру зональности [68]. Первый из них отвечает профилю скарнирования в непосредственном контакте гранитоидов и горизонтов мраморов. В нем просматриваются типичные черты биметасоматической модели скарново-рудной системы [112, 133, 245]. В рудном поле подобной модели отвечают тела Южного и Тушкенекского участков. Многостадийные скарновые парагенезисы в своем пространственном положении подчинены контакту рудогенерирующей интрузии синюхинского комплекса. Наблюдается четкое разделение по вертикали продуктов ранней стадии биметасоматоза в эндо- и экзоскарнах. В эндоскарновой зоне, развитой в габброидах, диоритах и гранодиоритах гранитоидного массива, формируются анхимономинеральные геденбергитовые скарны в виде линз, жил мощностью 5–30 см, реже – сплошных залежей скарнов. В последних случаях геденбергит предпочтительно замещает кварц и полевые шпаты в гранодиоритах и тоналитах. Среди габброидов развиты жилы геденбергита с гнездами кварца. Нередко кварц в таких жилах локализуется в интерстициях зерен геденбергита, корродируя его, и, тем самым, кристаллизуясь несколько позднее клинопироксена. Последний по содержанию геденбергитового минала варьирует от 85 до 100- %, при среднем значении 94- %.

В рудных залежах второго типа, развивавшихся по модели инфильтрационной системы скарнирования [112, 245], геденбергитовые эндоскарны первой стадии не фиксируются. Вероятно, по этой причине в схеме последовательности минералообразования у Эттлинджера и Л. Мейнерта [4] отсутствуют ранние волластонит и геденбергит. Все проанализированные образцы этих исследователей отобраны в Западном карьере и на Фаифановском участке, рудные тела которых являются типичными представителями инфильтрационных скарнов, локализованных в кровле или подошве горизонтов мраморов. Рудные тела участков Фаифановского, Западно-Фаифановского, Первого Рудного, Полушахтного, Горбуновки, Сиинского, Нового, Тушкенекского, Ыныргинского, Скважинного, Чирейского также отвечают модели скарнообразования по инфильтрационной схеме.

Зональность рудных тел в них проявляется относительно рудоподводящих разломов. Пироксен-гранатовые скарны в рудных залежах второго

типа в подошве горизонтов мраморов метасоматически замещают базальты, андезиты, андезитбазальты, трахибазальты, трахиандезиты, подстилающие горизонты мраморов и самые ранние дайки кварцевых диоритов синюхинского комплекса. Минералы, составляющие основу характеризуемого агрегата, весьма детально описаны Б. Н. Лузгиным [155, 156], нами здесь будет обращено внимание лишь на факты относительной роли разных по составу гранатов и пироксенов.

Важная особенность заключается в том, что пироксены скарнов являются маложелезистыми диопсидами, а гранаты — преимущественно грандитами с широкими вариациями по составу. Перечисленные особенности характерны больше для медно-скарновых месторождений, а не для золото-скарновых [3]. В апоизвестковых скарнах штольни № 13 (Фаифановский участок) обнаружен меланит. Диагностика этого граната подтверждена рентгеноструктурным анализом. Меланит образует вкрапленность в мраморах и анхимономинеральные скопления размером до $0,5 \times 3,0$ см. Размеры выделений меланита варьируют от 0,5 до 3,0 мм. Формы выделений — правильные ромбододекаэдры. Гранаты грандитового ряда характеризуются высокими концентрациями висмута и германия. В пироксене фиксируются повышенные концентрации скандия, циркония и висмута. Микроскопическими исследованиями установлено, что высокая висмутоносность пироксена и граната обусловлена тонкими включениями самородного висмута в этих минералах. Присутствие самородного висмута в минералах скарнов говорит о восстановительном характере флюидов и летучих компонентов [181, 247], участвовавших в формировании скарнов. В отличие от грандитовых гранатов в меланите отмечаются значительно меньшие количества марганца, никеля, кобальта, серебра, висмута, олова, германия, но большие — скандия, галлия, хрома, иттрия, иттербия, циркония.

Экзоскарны ранней стадии по составу являются гранатовыми с магнетитом и редко — с пироксеном. При этом независимо от типа рудных тел гранат-магнетитовые обособления предпочтительно локализуются в самых удаленных частях от кровли гранитоидов и от рудоподводящих разломов. Скопления массивного магнетита, как правило, фиксируют выклинки скарновых залежей и их апикальные части. Гранат в этой ассоциации представлен преимущественно гроссуляром с содержанием андрадитовой молекулы 10–40 % [152, 155, 4]. Среднее содержание андрадитового минала по девяти пробам составляет 32,6- %.

Пироксен экзоскарновой ассоциации в кровле горизонтов мраморов повсеместно ограничен диопсидом варьирующего ряда с содержанием геденбергитового минала от 3,8 до 13,5- %. Среднее по шести пробам 7,1 %. Положение фигуративных точек гранатов и пироксенов Синюхинского рудного поля на диаграммах составов показывает их двойственную принадлежность к золотым и медным скарнам [3].

Магнетит I в этой ассоциации образует вкрапленность, гнезда и массивные тела мощностью до 3,5 м. На выклинке 1-го рудного тела Западно-Фаифановского участка магнетитовые залежи представляют собой настоящие железные руды с содержаниями магнетита от 60 до 85- %.

В скарнах второй стадии формировались преимущественно волластонитовые тела, предпочтительно локализуясь между пироксен-гранатовы-

ми и гранат-магнетитовыми залежами с некоторым сдвигом в сторону последней ассоциации. Это почти мономинеральные волластонитовые залежи мощностью от 0,5 до 35 м. Изредка волластонит I ассоциирует с андрадитобогатым гранатом, образующим редкую вкрапленность розового цвета. На контакте с пироксеновыми разностями появляется ферробустамит. Обращают внимание низкие концентрации железа и марганца в волластоните I, что является благоприятным фактором использования его в качестве минерального сырья. Отдельные жилы волластонита I секут эндоскарны и изредка содержатся в гранитоидах.

Дальнейшее становление рудных тел обязано интенсивному дроблению скарнов проградирующих стадий, внедрению даек спессартитов, о чем свидетельствуют ксенолиты пироксен-гранатовых скарнов в них и мощные кварц-эпидотовые метасоматиты в экзоконтактах спессартитов. После внедрения последних произошло наложение так называемой «сопутствующей» и «наложенной» минерализации – по В. А. Жарикову [112], В. И. Смирнову [248], или ретроградных скарнов – по М. Эйнаути, Л. Мейнерту и П. Ньюберри [3].

В Синюхинском рудном поле проявились продукты двух стадий пневматолито-гидротермальных изменений скарнов. Ранняя ассоциация третьей стадии включает несколько минеральных агрегатов, целиком определяющихся составом протолита, по которому они развивались. В экзоскарнах с обильным гранатом возникали жилы, гнезда, вкрапленность и прожилки ортоклаз-кварц II-эпидотового состава с магнетитом II и пиритом I. В эндоскарнах по геденбергиту местами отмечаются ассоциации альбит-эпидот-кварцевая с пиритом I и кварц -II-хлорит-амфиболовая. По раннему волластониту I в виде тел неправильной формы развивались агрегаты крупных радиально-лучистых, тонкошестоватых, «сноповидных» выделений волластонита II, пектолита, бустамита, реже прожилки и гнезда везувиана, родонита с волластонитом II. Основная же масса волластонита II в рудном поле образовалась по мраморам.

После завершения пневматолито-гидротермальных изменений скарнов произошло внедрение четвертой фазы гранитоидов синюхинского комплекса и завершающей фазы даек кислого состава. В скважинах 326, 329 в гранодиоритах и гранитах III фазы синюхинского комплекса задокументированы ксенолиты гранат-пироксеновых скарнов с наложенными агрегатами метасоматических изменений скарнов эпидотового и ортоклаз-эпидотового состава. Четвертая стадия охватывает гидротермальные ассоциации и позднюю жильную составляющую рудных тел. Ее пространственное положение полностью определяется элементами рудолокализирующей дизъюнктивной тектоники. Минеральные ассоциации этой стадии со структурно-текстурным рисунком основных скарновых залежей занимают секущее положение. В распространении минеральных агрегатов этой стадии также наблюдается зональность, обусловленная протолитом, на который накладывались гидротермальные растворы. В экзоконтактной зоне, где преобладают диопсидовый гранат и магнетит, из медных минералов относительно большую роль играет халькопирит в ассоциации с кварцем III, пиритом II и III, борнитом, золотом. Волластонитовая часть рудных залежей характеризуется доминантной ролью борнита, халькозина с кварцем III, халько-

пиритом, золотом. В этой ассоциации спорадически встречаются мелонит, алтаит, тетрадимит [42], геддеит, висмутин, самородный висмут [4]. Указанной рудной ассоциации в волластонитовой зоне предшествовала кристаллизация зонального граната андрадитового состава зеленого и желтого цветов, редко — диоксида II в виде прожилков и линзовидных обособлений, пересекающих волластонит II. В зональном гранате колебания андрадитового минала варьируют от 70 до 100- % при среднем значении 94,5 %. Аналогичные данные для позднего граната приводит Л. К. Павлова [182]; дополнительно в характеризуемой ассоциации она указывает редко встречающиеся рудные минералы: кубанит, валериит, нефигенит, виттихенит, зигенит, висмутин, вейссит, петцит, калаверит, галеновисмутит. На Файфановском участке (штольня 13, скв. 328) в мраморах и метасоматических волластонитовых скарнах встречена вкрапленность, линзочки и прожилки меланита с кварцем, также относящиеся к продуктам заключительных пневматолитовых изменений.

Золото-сульфидный агрегат развит там же, где и предыдущий. Он накладывается на все ранее описанные ассоциации и образует вкрапленность, гнезда, линзочки (0,5 × 3,5 см) и прожилки (0,5–5,0 см). Редко отмечаются линзы сплошных сульфидов (50–350 см) на участке Первый Рудный. И в этом случае образуются интервалы рудных тел с особо высокими концентрациями всех компонентов. В этом агрегате, весьма переменчивом по своему составу, зафиксированы борнит, халькозин, халькопирит, пирит II, золото I, II, кварц III, реже биотит. Резко преобладают борнит и халькопирит. Первый образует аллотриоморфнозернистые зерна размером 0,1–0,2 мм. Местами борнит корродируется халькозином. Последний образует гнезда, линзочки и тонкие прожилки в борните. Хотя имеются участки, где видны взаимокоррозионные границы. Следовательно, кристаллизация борнита и халькозина началась одновременно, а затем борнит закристаллизовался, а халькозин продолжал кристаллизоваться. Спорадически среди поля борнита встречаются редкие включения дигенита размером 0,1–0,2 мм. В ассоциации с борнитом отмечаются мелкие выделения тетрадимита, висмутина, блеклой руды, алтаита (0,05–0,1 мм). Борнит, как правило, сопровождается кварцем III гипидиоморфнозернистым и идиоморфным с нормальным погасанием. Халькопирит образует аллотриоморфные зерна размером 0,3–1 мм, реже массивные линзы размером 20 × 80 см. Кристаллизовался он раньше борнита и халькозина.

Наложенная золото-сульфидная минерализация включает пирит, золото и халькопирит нескольких генераций, борнит, халькозин. Самородное золото образует пленки, пластинки, неправильные зерна, редко кристаллики октаэдрического габитуса. Размеры выделений от 0,01 до 8 мм. Ранняя генерация выявлена в Первом рудном теле Файфановского месторождения, где оно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом I. Пробность медистого золота первой генерации 620–650‰. Основные элементы-примеси в золотинах первой генерации — медь, серебро, висмут.

Вторая высокопробная генерация (820–999 ‰) ассоциирует с борнитом, халькозином, тетрадимитом, алтаитом и является доминирующей в рудном поле. Н. В. Росляковой и Ю. Г. Щербаковым изучены особенности изменения состава золота этой генерации [213]. Выявлено, что золотины

из бессульфидных скарнов характеризуются пробой 975–987 ‰, из мало-сульфидных – 930–948 ‰, из умеренносульфидных – 870–960 ‰, и из сливных борнит-халькозиновых руд – 820–920 ‰. Самая низкая проба присуща золотинам, контактирующим с теллуридами серебра. Следовательно, главными факторами, определяющими состав самородного золота, являются особенности среды его отложения в каждом локальном участке термогидросистемы – содержание и соотношение элементов в рудообразующем растворе и степень сульфидности ранее отложенного материала на контакте с каждой конкретной золотиной [213]. Основные элементы-примеси в самородном золоте второй генерации – серебро, медь, висмут, теллур, сера. Реже отмечаются железо, сурьма, свинец. На основе 25 анализов золота второй генерации нами рассчитана корреляционная матрица связей золота и элементов-примесей. Установлено, что золото имеет значимые позитивные связи с серебром (0,47), медью (0,55), висмутом, теллуrom, серой (0,56). Следует отметить, что связи серебра, меди, висмута и теллура в золоте второй генерации весьма высоки и составляют 0,99–1,0.

В полиметаллической ассоциации с халькопиритом 3, сфалеритом, галенитом обнаружена третья генерация золота средней пробы (810–910 ‰). В отличие от ранних генераций золота в этой присутствует ртуть, мышьяк, а также медь и серебро. Проведено 3-D моделирование для всех генераций золота, выявившее сложные взаимодействия различных примесей золота, в зависимости от физико-химических условий рудообразования, запечатленных на сплайн-поверхностях [70].

На балансе месторождения числятся 19 т золота, из них три четверти находятся на большой глубине и недостаточно разведаны. Это определяет необходимость изыскания финансовых средств для проведения поисковых и оценочных работ на перспективных участках Синюхинского рудного поля (Юго-Западный участок, Чир и др.), а также в пределах Ашпанаского рудного поля (участки Котловской, Второй Аксар).

Месторождение Оюкское (I-3-38) локализовано в приконтактовой части Каратурукского гранитоидного массива, сложенного несколькими фазами габбро-диоритов, кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов, содержит золото-медно-скарновое оруденение, аналогом которого может быть синюхинский тип. Рудное поле располагается в благоприятной структурной обстановке – около- и надынтрुзивной позиции многофазного массива. В рудном поле главенствующую роль играет мелкое Оюкское месторождение, представленное двумя рудными телами: 1) «залежь» кварцитов с вкрапленностью сульфидов в известняках баратальской свиты мощностью 3 м, протяженностью 250 м со средним содержанием золота 2,5 г/т; 2) скарновое тело мощностью 2,1 м, протяженностью 40 м с концентрациями золота от 1 до 28 г/т (среднее 7 г/т). Состав скарнов: гранат, пироксен, роговая обманка, волластонит, эпидот. Сульфидная минерализация носит наложенный характер в виде маломощных (1–2 мм) прожилков кварца с халькопиритом, борнитом, халькозином, пиритом. Содержания меди в рудах от 0,2 до 1,8 ‰. В северо-западной части месторождения вблизи апофизы гранитоидов Каратурукского массива обнаружены кварцевые жилы с сульфидами меди, пиритом и содержаниями золота до 9,5 г/т. В северной части месторождения отмечены силицилиты, образованные по известня-

кам баратальской свиты, с тонкой вкрапленностью пирита и содержаниями золота 0,005–0,01 г/т, меди до 0,010–0,1 %. Рудное поле сопровождается аномалиями золота, меди, свинца, цинка, мышьяка, висмута, а также шлиховыми потоками базобисмутита, шеелита, касситерита. Концентрации золота в аномалиях от 0,007 до 0,1 г/т, меди – от 0,07 до 0,3 %. В 1959 г. трестом «Запсибзолото» утверждены запасы золота категории С₂ в количестве 100 кг.

Месторождение Баяниха (I-1-47) расположено в верховьях одноименного ручья и локализовано в пределах Топольнинского рудного поля.

Топольнинское рудное поле в пределах Сарасино-Инской зоны приурочено к поперечной Караминской зоне разлома северо-западной ориентировки, контролирующей положение Топольнинской и Мало-Топольнинской интрузий. В контактах указанных массивов (размерами 4,5 × 2 и 2,5 × 1,5 км соответственно) сформированы скарновые образования с разнообразной наложенной продуктивной минерализацией. Внедрение вышеупомянутых интрузий произошло в весьма благоприятные для скарнирования карбонатно-терригенные и карбонатные образования полатинской (S_{1pl}) и камышенской (D_{1km}) свит. Породы свит смяты в крупную Топольнинскую грабен-синклиналь северо-западной ориентировки, ядерная часть которой интродуцирована гранитоидами вышеупомянутых массивов. Структура рудного поля относится к комбинированному типу и сочетает в себе синклиналь, осложненную серией разломов. В районе месторождения Лог № 26 синклиналь пересечена разломом северо-западного направления (правый сдвиг). В результате рудовмещающие металлотекты вдоль него развернуты и имеют простирания в восточных румбах. Терригенные породы вблизи контактов с интрузиями ороговикованы с образованием спилоситов и десмозитов, а известняки превращены в мрамора. Ширина зон ороговикования в зависимости от положения кровли интрузивов варьирует от 0,5 до 2 км. Все известное оруденение Топольнинского рудного поля совпадает с ореолом ороговикованных пород. Скарны в рудном поле биметасоматические и инфильтрационные. Последние преобладают. Мощность скарновых линз и залежей варьируют от 3 до 50 м, протяженности по простиранию – от 150 до 800 м; общая мощность поля скарнированных пород в западном экзоконтакте Мало-Топольнинского массива достигает 500–1000 м.

Золоторудная минерализация в виде самородного золота установлена по всему разрезу скарнированных пород. Наиболее концентрированное оруденение локализовано на месторождениях Баяниха и Сухая Грива в тектонических ловушках среди скарнов. На месторождении Баяниха рудные тела длиной от 150 до 700 м и мощностью от 1 до 13 м залегают в максимально скарнированных пачках пород. Средние содержания золота в рудах меняются от 1 до 7,25 г/т (в конкретных пробах разброс концентраций золота от 0,5 до 120 г/т), меди от 0,1 до 2 %. Оруденение наложено на скарны, скарнированные роговики, породы интрузивных массивов и их дайковые фации. Общая последовательность минералообразования в скарнах описана ниже.

Ранние геденбергитовые образования – *первая стадия* гидротермально-метасоматического цикла встречаются лишь в биметасоматических скарнах на месторождениях Баяниха и Сухая Грива. Это проградирующие

эндоскарны, образованные по гранодиоритам и гранитам. Они имеют форму линз мощностью до 1,1 м и сложены тесно ассоциирующими геденбергитом и плагиоклазом лабрадорового состава. Редко отмечаются кварц, актинолит и диопсид. В экзоскарнах биметасоматической и инфильтрационной природы ранний парагенезис представлен пироксен-гранатовой ассоциацией, тяготеющей к карбонатным образованиям вмещающих металлотектов. Это массивные линзы мощностью от 3 до 15 м, протяженностью в несколько сот метров. Такой парагенезис является преобладающим в скарнах. Ранний гранат представлен гроссуляром, а клинопироксен – диопсидом. Местами в этой ассоциации отмечается вкрапленность и гнезда магнетита, редко халькопирита.

Вторая стадия гидротермального цикла представлена большим числом минералов, образовавшихся в результате метасоматических ретроградных изменений ранней ассоциации. Как правило, они слагают прожилки, линзы и гнезда среди ранних скарных парагенезисов. Здесь различаются несколько ассоциаций. На участках гранат-пироксеновых скарнов появляются новообразования граната-II андрадитового ряда и диопсида-II желтого и розового цветов. Гранат-II, как правило, идиоморфен и имеет зональное строение с аномальными оптическими характеристиками. Размеры выделений такого граната от 0,5 до 2 см. Нередко он имеет коричнево-оранжевый цвет. Другая ассоциация пространственно смещена к области развития карбонатных пород и представлена волластонитом, реже везувианом. В стратиформных залежах инфильтрационной природы зональность скарных тел может быть проявлена относительно одного или нескольких магмо- и флюидоподводящих каналов. В Топольнинском рудном поле на всех месторождениях реализован первый вариант. Проявлением такой зональности можно считать положение волластонита и везувиана в краевой фации скарных зон по латерали, как это установлено нами ранее для месторождений Синюхинского и Майского рудных полей [68].

Третья стадия гидротермального цикла включает две ассоциации: тремолит-актинолитовую и кварц-альбит-эпидотовую с пиритом. Они встречаются в виде прожилков и гнезд среди ранее отложенных скарных агрегатов, пересекают постскарновые метасоматические образования, а также располагаются среди ороговикованных алюмосиликатных и карбонатных пород далеко за пределами скарнов.

Продуктивная минерализация (*четвертая стадия* гидротермального цикла) формировалась после внедрения даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров в Топольнинской МРМС и даек сиенитов, гранофиристо-сферолитовых лейкогранитов и умереннощелочных лейкогранитов (преимущественно гибридных пород) в Караминской МРМС. На эти дайки наложена альбит-кварц-эпидотовая ассоциация третьей стадии и минеральные агрегаты четвертой стадии. Преобладает в последней кварц III и IV генераций, несущий сульфидную минерализацию, которая представлена вкрапленностью (1–5 мм), гнездами (2 × 4 см), редко массивными выделениями размерами 10 × 20 см. Из сульфидов присутствуют пирит, борнит, халькопирит, халькозин, тетраэдрит, алтаит, сфалерит, редко галенит и пирротин. Борнит наблюдается в виде ксеноморфных выделений, выполняющих пустоты в скарнах, часто в сростаниях с теннантитом и ковеллином. Нередко

борнит с халькопиритом образуют структуры распада твердого раствора. По периферии борнит замещается каемками халькозина с расплывчатыми, зазубренными границами между зернами минералов. Ковеллин присутствует в небольшом количестве в виде табличек, развивающихся вдоль спайности халькозина или образует в нем радиально-лучистые агрегаты. Изредка встречается теннантит в виде выделений неправильной формы и коротких нитевидных прожилков. Алтайт отмечен в виде единичных зерен и зернистых агрегатов размером до 0,3 мм. Последний образует вкрапленность в борните и теннантите. Золото откладывалось в конце этой стадии в тесном парагенезисе с алтаитом, халькозином, борнитом. Размеры золотин колеблются от 0,05 до 0,6 мм. Форма их пластинчатая. Изредка металл образует октаэдрические кристаллики. Иногда золото отмечается в блеклой руде в виде единичных ксеноморфных зерен и тонких пластинок размером до 0,006 мм.

В целом намечаются три основные ассоциации золота с рудными минералами. Первая ассоциация характерна для Топольнинской МРМС, где самородное золото встречается в ассоциации с халькопиритом, борнитом и халькозином в тесном парагенезисе с алтаитом и тетрадимитом. Общее содержание сульфидов в рудах – от 5 до 17 %. Вторая и третья ассоциации проявлены в Караминской МРМС. Одна из них, бессульфидная, проявлена на месторождении Сухая Грива, где золото распространено без сопутствующих рудных минералов и лишь изредка встречается совместно с тетрадимитом, содержание которого в рудах едва достигает 0,5 %. Другая ассоциация, малосульфидная, фиксируется на проявлениях Рыбный Лог № 1 и Рыбный Лог № 2, где золото встречается совместно со сфалеритом и тетраэдритом, реже с халькопиритом. Общее количество сульфидов в этой ассоциации не превышает 1–2 %.

Месторождение Лог № 26 (I-1-52) находится в вершине лога № 26, правого притока р. Карамы, располагаясь в приводораздельной части с логом руч. Рыбный. Участок в ранг самостоятельного рудопроявления был выделен М. Ф. Розеном по результатам поисковых работ 1954–1956 гг., включающих шлиховое опробование и проходку редких канав. Было отобрано 67 проб: 50 из них дали следы золота, 11 проб – до 3 г/т, одна – 6 г/т, две – 6,8 и 10 г/т, две – 84 и 120 г/т. Пробы с высоким содержанием золота приурочены к пироксен-гранатовым скарнам, ожелезненным роговикам и окварцованным известнякам и расположены вблизи контактов с дайками кварцевых порфиров.

В результате поисковых и поисково-оценочных работ, проведенных Горно-Алтайской ПСЭ на Лог № 26 в 1994–1999 гг. проявление переведено в месторождение. В геологическом плане участок с востока ограничен распространением пород Караминского гранодиорит-диоритового массива, с запада – тектоническим контактом с мраморами полатинской свиты нижнего силура. Положение рудных тел и сопровождающих его ореолов целиком находится на площади распространения отложений камышенской свиты раннего девона в зоне развития роя даек разного состава и возраста, преимущественно север-северо-западной или субмеридиональной ориентировки; часть даек является рудоподводящей и рудоконтролирующей. Границы рудных тел проведены по данным опробования; надежные визуальные признаки наличия руд-

ной минерализации отсутствуют. Широко распространены процессы ороговикования и скарнирования глинистых, известково-глинистых и карбонатных пород нижнего силура. В целом скарноиды, приуроченные к западному экзоконтакту Малотопольинской интрузии, слагают поле протяженностью с севера на юг более 2000 м при ширине 500 м. По результатам опробования зоны выделено пять рудных тел мощностью 1,8–16,3 м (средняя 5,9 м), протяженностью 70–460 м с содержаниями золота 1,04–11,0 г/т (среднее по всем рудным телам 3,45 г/т). Наиболее концентрированное оруденение локализовано в рудном столбе с параметрами 13 × 30 м и содержанием золота 7,25 г/т. Золотоносные породы представляют собой скарноиды, в которых на фоне основной зеленоватой массы, сложенной темно-зеленым агрегатом сложного состава, развивается светло-кремовый гранат в виде мелких гнездообразных скоплений и тонких прожилков-просечек, согласных со слоистостью пород. Наблюдаются также тонкие просечки карбонат-кварцевого и кварцевого состава.

Структура рудного поля относится к комбинированному типу и сочетает в себе грабен-синклиналь, осложненную серией разломов. В районе месторождения Лог № 26 грабен-синклиналь пересечена Караминским разломом северо-западного направления (правый взбросо-сдвиг), который контролирует размещение золото-сульфидно-кварцевого оруденения. В результате рудовмещающие металлотекты вдоль него развернуты и имеют простирания в восточных румбах. Терригенные породы вблизи контактов с интрузиями ороговикованы с образованием спилоситов и десмозитов, а известняки превращены в мрамора. Ширина зон ороговикования в зависимости от положения кровли интрузивов варьирует от 0,5 до 2 км. Ранее в рудном поле было известно золото-медно-скарновое и жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Работами 1996–2003 гг. изучены более детально рудовмещающие породы, магматизм и минерализация месторождения Лог № 26, что позволило рассматривать его как весьма перспективный золото-черносланцевый объект. За пределами ороговикования преобладающие темно-серые до черных алевролиты камышенской свиты содержат органический материал ($C_{\text{орг}}$ от 0,3 до 1,5 %) и тонкорассеянную вкрапленность пирита глобулярного строения, реже метакристаллы пирита II генерации размером до 1,5 мм, а также метаморфогенные прожилки кварца мощностью 1–2 мм с вкрапленностью пирита III генерации. Изредка такая ассоциация нескольких генераций пирита и метаморфогенного пирротина встречается в зоне Караминского разлома. В области ороговикования и интенсивного метасоматоза (пропилитизация, лиственитизация, березитизация) значительно снижается содержание $C_{\text{орг}}$ (до 0,1–0,9 %) в породах за счет выноса значительной части органического материала и переотложения его на флангах грабен-синклинали в виде тонких прожилков антраксолита (0,5–2 мм) в песчаниках, мраморах. В зоне Караминского разлома в брекчиях и милонитах концентрации $C_{\text{орг}}$ весьма изменчивы и составляют от 0,5 до 2,5 %. Местами в нем отмечаются флюидизиты кварц-карбонатного состава с линзовидными и шнуровидными выделениями антраксолита и вкрапленностью сульфидов; в таких флюидизитах содержания золота колеблются от 0,01 до 0,6 г/т, серебра от 2 до 11 г/т. Весьма важным обстоятельством является то, что в ядерной части грабен-синклинали

органическое вещество в алевролитах и сланцах относится к сапропелевому типу, в то время как южнее Караминского разлома $C_{орг}$ преимущественно битуминозного типа. Продуктивная пачка алевролитов, реже алевросланцев, залегает выше пачки полимиктовых песчаников, указывая на то, что ее седиментация происходила в обстановке трансгрессии, чему способствовало широкое развитие фитопланктона, обеспечивавшего накопление $C_{орг}$ сапропелевого типа, адсорбировавшего золото и другие металлы из морской воды. Примечательно, что все рудные тела располагаются выше пакета песчаников в алевролитовой толще, обогащенной тонкорассеянным пиритом.

Микроскопическое и физико-химическое изучение тонкорассеянного пирита в углеродистых алевролитах показало, что дисульфид железа в них представлен несколькими генерациями. Наиболее ранняя из них образована фрамбоидальным пиритом. Индивидуальные фрамбоиды имеют размеры 20–60 микрон. Чаще встречаются кластер-фрамбоидальные скопления лепешковидной формы размерами 150–280 микрон. В центре индивидов фрамбоидов различимы мелкие кристаллики правильной кубической формы, погруженные в гель-пирит и марказит. Периферия фрамбоидов опоясана тонкой каемкой гель-пирита в смеси с органическим материалом. Микроструктура фрамбоидов относится к среднеупорядоченному композиционному типу с разноразмерными глобулитами. Во всех случаях фрамбоидальный пирит имеет недостаток серы относительно стехиометрии соотношений Fe и S в его формуле. Он также характеризуется самыми низкими значениями ТЭДС (от –40 до + 70 мкВ/град) и относится к n-типу проводимости. Величина $\delta^{34}S$ составляет +10,76 ‰. Вероятно, увеличение в составе серы концентраций тяжелого изотопа происходило за счет сульфатов морской воды.

Последующие генерации пирита образовались в результате метаморфических процессов. Пирит II формирует метакристаллы сложных форм (комбинации кубического и пентагон-додекаэдрического габитусов) размером 0,2–1,5 мм. Иногда в крупных метакристаллах отмечаются ядра, сложенные фрамбоидальным дисульфидом железа с низкоупорядоченным композиционным типом распределения разноразмерных глобулитов. В отличие от первой генерации в нем наблюдается избыток серы относительно стехиометрической формулы и уменьшение концентраций тяжелого изотопа серы на 1,22 ‰ и содержания золота на 1,2 г/т.

Вдоль Караминского разлома прослеживается золоторудная зона минерализации шириной от 70 до 110 м и протяженностью более 900 м, представленная интенсивно пропицитизированными, лиственицитизированными, в меньшей степени березитизированными породами, инъецированными дайками долеритовых, диоритовых порфириров, гранодиоритовых, гранитовых порфириров. В контактах даек проявлены скарноиды гранат-эпидотового, везувиан-эпидотового, эпидотового составов в виде линзочек и прожилков мощностью 0,5–1,5 см. Следует отметить, что аналогичные скарноиды отмечены на месторождениях Олимпиадинское и Мурунтау [172, 227]. В зоне минерализации выделены пять рудных тел мощностью от 0,9 до 16,3 м и протяженностью по простиранию от 62 до 300 м, по падению более 50 м. Как правило, они локализируются в контактах даек долеритов и

диоритов. Прожилково-вкрапленное оруденение в рудных телах выражено в виде прожилков, гнезд линзочек кварц-карбонатного состава, реже жил кварца мощностью до 10 см. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, реже пирротинном, халькозином, галенитом, тетрадимитом, висмутином.

Выделяются две разновидности арсенопирита: зернистая и игольчатая. Сульфиды встречаются как в прожилках кварца, так и в лиственитах кальцит-серицитового состава. Концентрации сульфидов варьируют от 0,5 до 2 %. Свободное золото тонкое (0,001–0,005 мм), редкие зерна достигают размера 0,3 × 0,5 мм. Формы выделений: октаэдрические кристаллы и их сростки, крючковатые, комковидные, пластинчатые, дендритовые. Пробность золота 890–980 ‰. Элементы-примеси в золоте представлены (%): серебром (1,91–2,11), медью (0,01–0,02), висмутом (0,02–0,04).

Минералогический анализ показал, что в рудных телах и их ближайших ореолах тяжелая фракция представлена в основном золотом (десятки, сотни и тысячи знаков), пиритом и лимонитом (первые проценты) и единичными знаками халькопирита, арсенопирита, тетрадимита, галенита, халькозина, шеелита, киновари, ильменита, хромита, рутила, сфена, циркона, апатита, барита, малахита, гематита, псиломелана. Золото в протоколочках образует в основном изометричные зерна, часто с гранями кристаллов. Размеры золотин преобладают 0,05–0,1 мм, реже 0,1–0,5 мм. Кроме промышленных содержаний золота, в рудах отмечается незначительно повышенное содержание мышьяка до первых десятых долей процента, висмута и сурьмы – до 0,01 %. Этим оруденение, развитое на Логе № 26, отличается от других участков Топольнинского рудного поля, на которых отмечаются повышенные, вплоть до промышленных, содержания меди, серебра, полиметаллов, висмута. По предварительным материалам Топольнинского отряда Горно-Алтайской ПСЭ, прогнозные ресурсы золота категории P_1 составляют 3,1 т; P_2 – 12,5 т. По данным Н. П. Бедарева [295], прогнозные ресурсы золота категории P_1 по Логу № 26 составляют 1517 кг, по Баянихе – 3326 кг; прогнозные ресурсы золота категории P_3 для Топольнинского рудного поля – 26 т, для Солонешенского рудного узла – 76 т.

Месторождение Лог № 26 весьма перспективно и требует доизучения на флангах и на глубину.

Проявление Чуринское (I-4-12) и ряд более мелких точек минерализации, геохимических ореолов золота и серебра приурочены к зоне Чуринского разлома. Вдоль последнего проявлены криптовулканические аппараты, сложенные флюидо-эксплозивными брекчиями среди вулканитов нырнинской свиты. Наиболее крупный такой аппарат выявлен в междуречье Чуря–Качан в виде тела эллипсоидальной формы размером 300 × 160 м. Брекчии представлены остроугольными, реже овальными фрагментами туфогравелитов трахиандезит-трахидацитового состава, гранит-порфирами, подверженными интенсивным гидротермальным изменениям – окварцеванию, серицитизации с образованием березитов с различной насыщенностью пиритом и спорадической вкрапленностью халькопирита. Размеры обломков брекчий от 0,2 до 5 см. Цемент брекчий представлен тонкоперетертым материалом гранит-порфиров и туфогравелитов, подверженных пропилитизации. Изредка отмечаются прожилки адуляра, барита

и турмалина. Повсеместно присутствует тонкая вкрапленность пирита комбинированной формы (сочетание куба и пентагон-додекаэдра). В юго-западной части участка обнажены субвулканические гранит-порфиры эллипсоидальной формы, которые также березитизированы. Рудная минерализация в эксплозивных брекчиях локализована в наиболее измененных разностях, характеризующихся флюиальностью (туффизиты), и представлена пиритом, редко халькопиритом, самородной медью и золотом. Содержание пирита варьирует от 1 до 3 %. Содержания золота в брекчиях колеблются от 0,4 до 40 г/т. Наиболее высокие концентрации золота (32,2 г/т) и серебра (16,8 г/т) зафиксированы в интенсивно березитизированных брекчиях, содержащих до 3 % пирита. В таком пирите значение тяжелого изотопа серы ниже метеоритного стандарта и составляет от $-6,3$ до $-8,7$ ‰. В пирите содержания золота варьируют от 20 до 45 г/т, серебра – от 160 до 470 г/т. Видимое самородное золото установлено в кварце, а также в сростках с пиритом. Свободное золото установлено в следующих формах: самородное пластинчатое золото размерами 0,2–2 мм; сростки и вроски 0,5–2 мм пластинчатых и веретенообразных золотин в пирите (кубическом и комбинированном: куб + пентагон–додекаэдр), лимоните; рассеянная вкрапленность мельчайших (менее 0,01 мм) зерен разнообразных форм (пластинчатых, комковатых, реже правильных октаэдрических кристаллов) в пирите и в трещинках друзовидного кварца. Выявлены две генерации золота. Раннее тонкое золото встречено в кварце первой генерации. Оно яркое по окраске и имеет пробность 925 ‰. Основные элементы-примеси в нем – серебро и медь.

Золото второй генерации ассоциирует с кварцем второй генерации, гомотенизация газовой-жидких включений в котором происходила при температурах 250–300 °С.

В настоящее время подготовлено рудное тело, локализованное во флюидо-эксплозивных брекчиях с содержаниями золота 2–3 г/т с небольшими концентрациями сульфидов, пригодное для отработки под кучное выщелачивание.

Невысокие концентрации золота отмечены в кварцевых прожилках среди граносиенит-порфиринов (0,5–1,5 г/т), интенсивно березитизированных, особенно вблизи флюидо-эксплозивных брекчий, где полоса метасоматитов достигает ширины 150 м и протягивается в субширотном направлении на 500 м. Березиты содержат тонкую вкрапленность пирита комбинированного габитуса (куб + пентагон–додекаэдр). В протолочках постоянно присутствует пылевидное золото. На этом участке выявлен обширный вторичный ореол золота площадью 400 × 800 м.

На северо-восточном участке в гранит-порфирах вблизи контакта выявлена зона медно-порфирового оруденения, представленного прожилково-вкрапленным типом. Породы фельдшпатизированы и содержат прожилки и гнезда кварца с вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита, борнита, самородной меди. Видимая ширина зоны 2 м. Выше контакта гранит-порфиринов проходит мощная зона (более 10 м) штокверковой кварц-эпидотовой минерализации, местами с вкрапленностью пирита и корочками малахита.

На юго-западном фланге рудного поля обнаружены вторичные кварциты, образованные по трахиандезидацитам с содержанием золота до 89,9 мг/т, серебра – 11,1 г/т, меди – до 0,05 %.

В рудном поле проявлена зональность распределения оруденения и метасоматитов. В центре рудного поля локализовано медно-порфировое и золото-порфировое оруденение, а на периферии — жильное барит-полиметаллическое с галенитом и халькопиритом. Причем последнее занимает и наиболее высокое вертикальное положение. На севере участка преобладают аргиллизиты с баритом и серицитом, которые сменяются по мере приближения к телу флюидо-эксплозивных брекчий пропилитами, а затем и березитами, развитыми в теле субвулканических гранит-порфиров и эксплозивных брекчиях. На юге рудного поля появляются кварциты. Поле оконтурено по распространению эксплозивно-флюидальных брекчий, кварц-серицитовых аргиллизитов, проявлений золота, первичных геохимических ореолов золота, серебра, меди, свинца, бария.

Проявление Тошанское (III-5-33) золото-сульфидно-кварцевого типа локализовано в буровато-серых песчаниках. Оно объединяет 23 жильных кварц-сульфидных тела северо-западного простирания с крутыми северо-восточными падениями (60–80°). Жилы локализованы в пласте песчаников, которые экранируются черными среднеслоистыми глинисто-углистыми алевролитами. Протяженность рудных жил от 50 до 206 м, мощность от 0,1 до 2,25 м (средняя мощность 0,8 м). Жилы выполняют трещины отрыва и скола в песчаниках, изредка пересекающие и дайки. Жилы выполнены преимущественно кварцем первой генерации, гетерогранобластовым с редкой вкрапленностью пирита 1. В зальбандах жил отмечается сидерит, альбит, серицит и хлорит. Иногда в контактах прожилков кварца 1 отмечаются гнезда мусковита. Основная масса рудных минералов — скородита, арсенопирита, пирита второй генерации, марказита, халькопирита, пирротина, редко галенита, магнетита, аргентита, самородного серебра ассоциирует с кварцем второй генерации стебельчатой и мозаичной микроструктуры. Часто кварц 2 имеет коллоидно-зональное строение. Местами в ассоциации с последним отмечаются барит и анкерит. Арсенопирит встречается самостоятельно, а также отмечен в скородите в виде реликтовых зерен. Золото находится в парагенезисе с аргентитом и самородным серебром. Размеры золотин 0,008–0,05 мм. Оно также присутствует в арсенопирите (от 10 до 80 г/т).

Руды проявления сложены арсенопирит-скородитовым агрегатом в виде вкрапленности и гнезд. Содержания основного рудообразующего элемента — золота варьируют (г/т) от 0,001 до 16,8 (среднее 2,45). Сопутствующий компонент — мышьяк, содержится в количествах от 0,1 до 30,0 % (среднее 10,0 %). В целом руды имеют халькофильную геохимическую специализацию. Пострудный агрегат представлен прожилками халцедона мощностью 0,5–1 см и хлорита (1–3 мм).

Прогнозные ресурсы золота категории P_1 составляют 766 кг [317].

Рудные жилы сопровождаются кварц-серицитовыми березитами с тонкой вкрапленностью пирита, а на удалении от жил сменяются аргиллизитами альбит-серицитовыми с сидеритом. В составе первичных ореолов на месторождении присутствуют Au, As, Bi, Sb, Cu, Ba, F.

Следует указать, что Тошанский участок перспективен не только на жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение, но и на золото-сульфидное в углеродисто-терригенных толщах, перспективы которого предстоит оценить. Углеродисто-терригенные разрезы с подобными зонами минера-

лизации распространены южнее Тошанского проявления, а также в районе р. Тьдтугем.

Кроме того, западные части Тошанского рудного поля весьма перспективны на обнаружение золотого оруденения полихронного типа. Западные выклинки наложенного девонского прогиба могли выступать в качестве экрана для флюидов мезозойского возраста, формировавших жильный тип Тошанского эталона золота. А в случае наложения мезозойского золотого оруденения на золото-черносланцевые образования, локализованные в тьдтуярыкской свите, могли формироваться объекты полигенные и полихронные. Тектонические рудоподводящие структуры мезозойского этапа рассекают западные выклинки девонского прогиба и прослеживаются на восточном фланге Сокпанды-Чичкетерекского рудного узла.

Проявление Западно-Янтерекское (III-5-21) расположено в западной части участка Янтерек. Вмещающе породы: известняки и туфы тьдтуярыкской свиты. Выделяется серия кварцевых жил северо-западного простирания, группирующихся в жильную зону мощностью 60 м, прослеженную на 900 м. В западной части выявлен линейный штокверк, вытянутый в северо-восточном направлении на 130 м. Минеральный состав жил и штокверков аналогичен – преобладает кварц, в меньшем количестве отмечаются кальцит, флюорит, тетраэдрит, халькопирит, цинкениит, борнит, халькозин, ковеллин, халькостибит, золото самородное, арсенопирит, пирит, лимонит, малахит, азурит.

Содержания золота варьируют от 0,003 до 1,9 г/т. Содержание серебра в жилах коррелирует с содержанием золота и количеством тетраэдрита, составляет 0,3–30 г/т, достигая 57,8–1153,5 г/т. Попутные компоненты в рудах представлены медью (0,3 % – более 1,0 %), сурьмой (0,3 % – более 1,0 %) и мышьяком (0,01–0,1 %).

Проявление Чичкетерекское (III-5-34) приурочено к западному экзоконтакту Дженишкетерекского габбро-диоритового массива таджилинского комплекса. Вмещающими породами являются измененные моноклинално залегающие зеленовато-серые туфы кислого состава и известняки тьдтуярыкской свиты. Канавами вскрыта рудная зона, представленная прожилково-вкрапленными кварц-карбонатными образованиями с сульфидами мощностью от 2 до 10 м, сопровождаемыми аргиллизитами серицитового состава. В зоне окисления проявлены коричнево-красно-бурые пористые и плотные железняки мощностью 8,7 м, прослеженные на 360 м. Простирание зоны субмеридиональное. Падение восточное под углом 40°. В зоне окисления зоны преобладает лимонит, в котором установлено золото в количестве 2–86 зерен. В неокисленных рудах отмечаются прожилки сидерита, кварца, барита, кальцита. Из сульфидов отмечаются пирит, пирротин, галенит, сфалерит, редко арсенопирит. Содержание золота в зоне по пробирному анализу составляет 1,59–21,8 г/т, средневзвешенное 4,7 г/т. Сопутствующие компоненты: Zn – 0,5–0,7 %, As – 0,3–1,05 %, Bi – 0,0005–0,01 %, Ag – 3–3000 г/т.

В 80 и 160 м восточнее описанного рудного тела по элювиально-делювиальным развалам предполагаются еще две подобные менее мощные зоны. На основании геологических и минералогических данных проявление может быть отнесено к перспективному эпитермальному золото-серебряному типу, низ-

косульфидизированному подтипу и требует доизучения на флангах и в глубине. Мощность проявленная «железная шляпа» может указывать на значительное участие сульфидов в составе пород зоны на глубине.

Проявление Сокпандинское (III-5-14) приурочено к существенно углеродисто-сланцевой пачке, обнажающейся в среднем течении одноименного ручья. Зона представлена прожилково-вкрапленной минерализацией видимой мощностью более 5 м. Прожилки кварца, кварца с карбонатом мощностью от 0,5 до 5 см пронизывают дробленые сланцы черной окраски, местами слабо лиственитизированные с вкрапленностью пирита размером 0,5–1,5 мм. В прожилках отмечается вкрапленность пирита, пирротина, редко халькопирита и арсенопирита. Содержание золота в зоне 1–3 г/т.

Перспективное проявление Елангаш-1 (IV-5-8) расположено в верховьях р. Елангаш в 3 км южнее участка Нижний Елангаш, в 3 км от оз. Атакуль. На участке были вскрыты и опробованы рудоносные зоны с золото-урановой минерализацией, при этом содержание золота не превышало 2 г/т, а в единичных штучных пробах, отобранных из гнезд с почками урана с видимым золотом, содержание последнего установлено от 1–2 до 10 г/т (по спектрохимии). Из сотен бороздовых проб анализы на золото приведены лишь по единичным. В геологическом строении участка принимают участие песчаники, алевролиты и сланцы низов катунской свиты, дайка диоритов, гидротермально измененные породы и кварцево-карбонатные жилы. В местах пересечения разнонаправленных трещин образованы округлые неправильные тела гидротермальных метасоматитов и крабовидные жилы железистых карбонатов. Мелкие жилы (длиной до 1 м и мощностью до 0,1 м) также развиты на участке в изобилии. Золоторудная минерализация парагенетически связана с проявлениями настурана в карбонатных жилах. Рудоносные жилы почти все сконцентрированы со стороны лежачего бока дайки диоритов и приурочены к системе трещин субширотного направления, падающих на север под углом 30–70°. Единичные жилы карбонатов, содержащие незначительные включения золота и урана, встречаются также к югу от дайки и приурочены к полого падающим на север зонам дробления и карбонатизации. На участке размером 50 г 150 м выявлено 11 рудных гнезд. Размеры гнезд не превышают 1,0 м². Содержания урана колеблются от тысячных долей до 0,537 %. Содержания золота в рудных штучках достигают 5,0–59,4 г/т. Урановая минерализация представлена настураном (большой частью), браннеритом, уранинитом, урановыми чернями, ураноталлитом, бейлиитом, шарпитом. С ней ассоциируют – халькопирит, сфалерит, блеклые руды, гематит, ковеллин. Самородное золото встречается совместно с настураном. Размер включений золота достигает 0,5 см в диаметре. Возраст уранового оруденения оценивается в 257–250 млн лет.

Золото в зернах настурана визуально отмечается чаще всего в виде мелких червеобразных вростков, каплевидных и точечных включений размером до 1 мм. Гнезда и почки настурана располагаются между кристаллами железистых карбонатов, заполняя небольшие (до 1–2 мм) пустоты. Отмечаются единичные гнездовые скопления до 5 × 15 см. По данным химических анализов бороздовых проб золото установлено в следующих количествах: 7 г/т – в 1 пробе; 1,6 г/т – в 1 пробе; 0,2–0,8 г/т – в 19 пробах; следы – в 13 пробах; не обнаружено – в 15 пробах. Минанализом проб-

протолок и «хвостов» бороздовых проб, кроме золота и настурана, также установлены магнетит, халькопирит, пирит, гематит, сидерит, кварц, серицит, циркон, апатит, рутил, роговая обманка, турмалин, мусковит, единичные зерна — галенита, киновари, борнита, шеелита, куприта. В одной пробе — содержание шеелита до 90 % веса тяжелой фракции. Выделено три основных золоторудных тела, приуроченных к жилам мощностью до 0,2 м и протяженностью до 1,5–5 м, содержание золота соответственно 7,16 и 2 г/т.

Проявление Б. Яломанское (III-2-6) находится в верховьях р. Б. Яломан (высота 2458,1 м) и характеризуется труднодоступностью. Приурочено к западному экзоконтакту гранитоидов Яломанского массива. Впервые обследовано К. Д. Нещумаевой [396], а позднее М. К. Винкман и А. Б. Гинцингером в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000. В 1955–1956 гг. было изучено А. А. Тычинским и отнесено к проявлениям контактово-метасоматического ряда. Вмещающие породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами, известняками, реже — кварцево-полевошпатовыми песчаниками нижнего силура. Они интенсивно, но в то же время избирательно окварцованы, пиритизированы, эпидотизированы, пронизаны многочисленными прожилками молочно-белого, часто буроватого кварца с обильной вкрапленностью пирита и пирротина. Процессы скарнирования выражаются в образовании эпидот-магнетитовых, эпидот-пироксен-магнетитовых пород. Характерной особенностью проявления является высокая степень пиритизации, в результате которой вмещающие породы интенсивно лимонитизированы и превращены в специфичные образования типа железной шляпы, характерные для полиметаллических месторождений Алтая. В процессе химического выветривания верхняя часть оруденелой зоны интенсивно выщелочена. В пределах участка обнаружены многочисленные узлы и зоны полиметаллической минерализации вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа. Максимальная мощность минерализованных зон не превышает первых метров, протяженность до 20 м. В экзоконтактной зоне Яломанского массива в ядре антиклинальной складки, сложенной гидротермально измененными и скарнированными сланцами, известняками силура, проявлена полиметаллическая минерализация. Здесь же в протолокках установлено золото и серебро. По данным спектрального анализа средние содержания (%) меди — 1,8; цинка — 0,97; свинца — 0,83; молибдена — 0,01. По данным спектрохимического анализа золота — 0,01 г/т; серебра — 0,0014 %. В процессе опробования установлено относительно высокое содержание серебра — до 70 г/т; молибдена — до 0,1 %; золота — до 3,5 г/т. Золото встречено в многочисленных пробах-протолокках, в некоторых из них до 136 зерен на 2,5 кг породы. Обычно очень тонкое, размеры его в среднем не превышают 0,25 мм, совместно с золотом присутствуют шеелит, малахит, халькопирит, апатит. В шлихах из аллювия золото не встречается. Проявление обнаруживает сходство с медно-золото-порфировым прожилково-вкрапленным типом оруденения.

В восточном экзоконтакте гранитоидного массива Карагу локализуется олово-медное проявление Западный Карагу (I-3-48), представленное гранат-везувиан-геденбергитовыми скарнами мощностью до 10 м и протяженностью до 300 м. Метасоматические скарновые изменения представлены прожилками кварца, эпидота и тремолита мощностью 0,5–2 см. Местами метасоматиты образуют сплошные мусковит-кварцевые линзы раз-

мерами 1×5 м. В них наблюдается вкрапленность турмалина, шеелита, датолита, касситерита. В дистальной фации увеличивается количество датолита и везувиана, образующих местами гнезда размерами до 20×60 см. Характерна высокая насыщенность скарнов везувианом в виде вкрапленности и гнезд. На скарны наложены прожилки кварца мощностью 1–5 см с вкрапленностью пирита, борнита, реже касситерита, шеелита, теннантита, халькозина, халькопирита, сфалерита, галенита. При этом, шеелит и касситерит кристаллизовались ранее сульфидов полиметаллов и золота в прожилках раннего кварца второй генерации с альбитом и калиевым полевым шпатом. Прожилки кварца третьей генерации содержат вкрапленность пирита, халькопирита, борнита, халькозина, золота. Свободное золото выявлено в хвостах борздовых проб в количестве от единичных знаков до 1078 зерен в обогащенной медью зоне. Содержание золота от 1,5 до 5,9 г/т. Золотины имеют низкую пробность – 580–650 ‰. Основные элементы-примеси в нем медь, серебро, олово, висмут. Элементы-спутники в рудах (%): медь – 1, цинк – 0,4, мышьяк – 0,05, WO_3 – 0,1–0,3, олово – 0,03–0,2, свинец – 0,01, висмут – 0,002, бериллий – 0,024, литий – 0,05. Концентрации золота в сульфидах (г/т): борните – 25,5, халькозине – 58, пирите – 3,6. Сера пиритов и халькопиритов руд проявления Восточный Карагу отличается весьма высокими значениями тяжелого изотопа ($d^{34}S$ от +10,1 до +13,5). Такое соотношение изотопов серы указывает на контаминированный магматический источник.

Золотоносные коры выветривания распространены в северной части листа и на смежной с севера территории, но изучены недостаточно. В регионе золотое оруденение в корях выветривания изучено недостаточно, хотя оно представляет значительный потенциал на участках развития кор выветривания известных эндогенных проявлений и месторождений золота (участки Баранчинского рудного поля: Ерусалимский, Конторский и др., участки Синюхинского рудного поля). Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что кора выветривания на Северном Алтае и Салаире имела широкое распространение, однако к настоящему времени в значительной степени размыта. Более полно она сохранилась на площади предгорий Алтая. Кора выветривания формировалась в широком возрастном диапазоне – от мела до палеогена. Формирование коры выветривания в ряде мест шло по латеритному типу, о чем свидетельствует свободный глинозем (4–5 %), установленный в верхней части профиля по рекам Ташта, Иша и др. [144]. На участках развития сульфидных месторождений и проявлений, зон пиритизации в регионе интенсивно проявилось и сернокислотное выветривание с образованием характерных минералов зоны окисления: различных сульфатов, аллофанов и др. Кроме того, на сульфидсодержащих объектах и в тектонических зонах с сульфидизацией распространены аргиллизиты, на которые в дальнейшем наложено сернокислотное и химическое выветривание.

О корях выветривания, содержащих золото, имеются сведения по рекам Синюха, Ашпанак, Иша и др.

Слабо изучена кора выветривания по месторождению Синюхинское (М-45-III, № I-3-10). Она проявлена в районе Ыныргинского участка, где сближенные субширотные Ыныргинские разломы во взаимодействии с геомор-

фологическими и климатическими факторами создали благоприятные условия для формирования линейной остаточной коры выветривания над золотоносными скарнами. Кора выветривания выявлена несколькими скважинами на глубинах 14–18 м и представлена глинами бурой окраски, в которой местами отмечены остатки первичных скарнов гранатового состава с эпидотом в виде обломков размерами от 0,5 до 4 см, реже округлые фрагменты (0,5–5 см) магнетита с корками лимонита. Мощность коры выветривания до 20 м. Содержания золота в ней варьируют от 0,05 до 0,8 г/т, меди – от 0,1 до 1 %. Масштабы коры выветривания в плане не оконтурены.

Аналогичная кора выветривания зафиксирована в районе Западно-Файфановского участка. Здесь кора выветривания представлена глинами пестрой и бурой окраски с фрагментами первичных скарновых обломков размерами от 1 до 6 см. Мощность коры выветривания от 10 до 30 м. Концентрации золота в коре выветривания на глубинах 12–19 м варьируют от 0,1 до 4 г/т. Максимальные концентрации 0,5 и 4 г/т зафиксированы в коре выветривания на участке, тяготеющем к Северо-Файфановскому разлому (северный фланг Западно-Файфановского участка). Это обстоятельство указывает на то, что вблизи Северо-Файфановского разлома возможно обнаружение неизвестного пока коренного оруденения золота в северном и южном блоках от разлома.

Золотоносные россыпи весьма многочисленны (16), и все они сосредоточены в северной части листа в пределах Североалтайско-Горношорской и в меньшей мере – в Южноалтайско-Монгольской минералогических областях. Ниже приведено описание некоторых золотоносных россыпей.

Золотоносная россыпь р. Быстрая (I-1-26), левого притока р. Песчаная разведана на всем протяжении (около 50 км). Плотик сложен глинистыми сланцами и известняками. По В. Ф. Коновальцеву, пробность золота 990, золото хорошоокатанное, средняя по россыпи [349] пробность 836, золото труднопромывистое. Россыпь – аллювиальная долинная. Разные исследователи приводят свои данные о параметрах россыпи и содержании золота в ней. По материалам В. В. Сыроватского [432], мощность песков 0,8 м, массы 2,6–6 м, содержание на пески 0,8–3,0 г/м³. По В. Ф. Коновальцеву [349], мощность песков 1,0–1,5 м, торфов – 3,0–9,0 м, содержание 1,0 г/м³. В паспорте россыпи длина ее составляет 5,0 км, ширина от 20 до 70 м (средняя 60 м), площадь 300 000 м², мощность песков 2,5–3,2 м (средняя 3,0 м), мощность торфов 1,5–2,5 м (средняя 2,0 м), содержание золота в забалансовых запасах составляет 123 мг/м³. По архивным данным рудника «Веселый» максимальное содержание золота достигает 5900 мг/м³. Разрабатывалась на различных участках мускульным способом, около дер. Матвеевка выработана. Выше дер. Матвеевка на расстоянии 5–6 км, в долине р. Быстрая, встречаются участки ямных отработок. Каких-либо материалов о добыче золота на этой части долины нет. Прогнозные ресурсы по категории Р₁ по долине Быстрой выше дер. Матвеевка на интервале 12 км оцениваются в 150–200 кг. По материалам В. Ф. Коновальцева [349], в 1980 г. добыто 7,2 кг; в 1935 г. – 13,0 кг. О более поздней добыче данных нет. На 1.01.1957 г. учитывались запасы по категории В + С₁ + С₂ в количестве 78,3 кг (открытые), по категории В + С₁ + С₂ – 282,7 кг (гидравлические)

(по материалам В. Ф. Коновальцева, 1964) [349]. По данным М. Ф. Розена [209], в 1955 г. по р. Быстрая на протяжении 4 км (от устья р. Быстренок) подсчитаны запасы: балансовые — 22,8 кг со средним содержанием 155 мг/м³ и забалансовые — 39,7 кг со средним содержанием 47 мг/м³. В паспорте россыпи 1984 г. указаны запасы на 1.1.1955 г. в количестве 283 кг (забалансовые гидравлические). По В. В. Сыроватскому [432], на 1.01.1967 г. запасы по всем категориям составляли 220 кг. В отчетном балансе запасов рудника «Веселый» за 1992 г.: балансовые запасы по категории В + С₁ составляют 238 кг при среднем содержании 124 мг/м³ на массу (для дражной добычи). В 1991 г. старательской артелью рудника «Веселый» начата отработка россыпи выше с. Карпово.

В сводном балансе запасов по россыпи по состоянию на 1.01.2002 г. числились запасы золота категории С₂ — 124 кг с содержаниями 505 мг/м³.

Золотоносная россыпь р. Ануй (I-1-42) находится ниже впадения р. Дрезговитная. Непосредственно ниже впадения р. Дрезговитная (около 10 км вниз от разведанного полигона) в 1954 г. пройдена одна линия из 25 скважин, из них 12 недобито. Россыпь аллювиальная долинная. Получено содержание золота до 54 мг/м³ на массу. В долине р. Ануй между селами Топольное и Солонешное предполагается россыпь с ресурсами категории Р₁ — 180 кг [348].

Золотоносная россыпь р. Дрезговитная (I-1-38), правого притока р. Ануй, известна с 1901 г. Описана в паспорте россыпи (1934 г.) В. Ф. Коновальцевым [349], В. В. Сыроватским [432, 431]. Разрабатывалась старателями в 1906—1908 гг., добыто золота около 7,2 кг при содержании ~ 2000 мг/м³ на пески. Разведывалась скважинами и шурфами. В 1956—1984 гг. пройдено 30 пог. м шурфов и 390 м скважин по сети 0,4—2 км × 10—20 м. Плотик сложен глинистыми сланцами и известняками. Пробность золота 836. В шлихах присутствуют лимонит, ильменит, гранат, циркон, шеелит, касситерит. Россыпь занимает пойму и первую надпойменную террасу. Параметры ее в разных источниках приводятся разные: длина 7,3 км, ширина 10—60 м, мощность песков 0,2—1,4 м, массы — 4,1 м [432]; длина 10 км, ширина 18 м, мощность песков 2,0 м, массы — 3,3 м [349]; длина 4,8 км, ширина 10—60 м (средняя 15 м), мощность песков 1,5—2,5 м (средняя 2,0 м), торфов — 2—4 м (средняя 3,3 м). Россыпь аллювиальная долинная.

По данным В. В. Сыроватского [431], добыто 10 кг золота. О количестве запасов также имеются различные сведения: по В. Ф. Коновальцеву [349], на 1957 г. числились запасы по категории С₂ в количестве 149,8 кг (для гидравлической добычи); по В. В. Сыроватскому [432], количество запасов на 1967 г. по категории С₂ составляет 161 кг при содержании 249 мг/м³ на массу; по паспорту россыпи (1984 г.), запасы на 1.01.1955 г. числились по категории С₂ в количестве 161 кг при среднем содержании 250 мг/м³, забалансовые — 35 кг при содержании 54 мг/м³. Нерудной ГРП [349] проведена точечная система разведки. Бурение скважин проведено ударно-вращательными и ударно-вибрационными установками УБСР-25м и АВВ-2м. Подготовлены запасы по двум участкам. Участок Дрезговитная-1: запасы категории С₁ + С₂ — 35,95 кг, объем торфов — 295,28 тыс. м³, объем песков — 104,0 тыс. м³. Средняя мощность торфов — 3,3 м, средняя мощность песков — 1,15 м, среднее содержание — 346 мг/м³. Участки Дрезговитная-2 и

Дрезговитная-3: балансовые запасы категории C_2 — 48,58 кг, объем торфов — 506,9 тыс. м³, объем песков — 136 тыс. м³, средняя мощность торфов — 4,2 м, песков — 1,0 м, среднее содержание 357 мг/м³. Забалансовые запасы категории C_2 — 6,45 кг, объем торфов — 157 тыс. м³, объем песков — 37,7 тыс. м³, средняя мощность торфов — 4,5 м, средняя мощность песков — 1,1 м, среднее содержание — 171 мг/м³. К промышленному освоению рекомендуется участок Дрезговитная-1.

В правом притоке р. Дрезговитная известна золотоносная россыпь Лога Генеральского (аллювиальная долинная). Разрабатывалась гидравлическим способом. Запасы золота оцениваются в 29,7 кг. По данным В. В. Сыроватского [431], добыто 5 кг золота.

В сводном балансе числятся запасы золота категорий $A + B + C_1$ — 8 кг, категории C_2 — 109 кг с содержаниями золота 429 мг/м³.

Золотоносная россыпь р. Карама (I-1-53), правого притока р. Ануй — аллювиальная долинная. Известна с 1900 г. Описана по материалам Е. Е. Перфилова [407], Л. А. Васильева [304], В. Ф. Коновальцева [349], В. В. Сыроватского [432] и С. Г. Шушумкова [451]. Первоначально работы проводились в 1940—1941 гг. Сведения о них не сохранились. В 1946—1948 гг. в нижнем и среднем течении осуществлялись добычные работы в небольших масштабах. По В. В. Сыроватскому [432], добыто 3 кг золота с содержанием 0,8—1,2 г/м³ песков и 0,345 г/м³ массы. В 1951—1955 гг. разведочные работы проводились Ануйской ГРП треста «Запсибзолото» бурением скважин «Эмпайр» и «Технис» по сети 0,3—0,6 × 10—20 м и проходкой заверочных шурфов. В результате работ были подсчитаны запасы категории $C_1 + C_2$ для гидравлической добычи на отрезке долины от устья до с. Степное, составляющие на 1.01.1957 г. 150,4 кг золота и 883,7 тыс. м³ массы. Протяженность россыпи для сплошной добычи составляла 5,2 км, ширина 10—160 м, глубина выемки 3,8 м. Выше с. Степное россыпь переходит в шлиховой поток. В 1993—1995 гг. Баранчинской партией ГА ПСЭ проведена детальная разведка россыпи р. Карама от устья до с. Степное для открытой раздельной добычи механическим способом [451]. По результатам разведки промышленная россыпь имеет общую протяженность 4,9 м, при ширине промышленного контура 10—80 м (средняя 35 м). Средняя мощность торфов 2,4 м, песков — 0,6 м. Разведано 27 блоков категории C_1 , шесть блоков категории C_2 и один блок забалансовых запасов. Разведанные запасы категории C_1 составили 87,3 тыс. м³ песков, 51,7 кг золота, при среднем содержании 592 мг/м³, средней мощности торфов 2,4 м, песков — 0,6 м. Запасы категории C_2 — 10,8 тыс. м³ песков, 4,8 кг металла, при среднем содержании 444 мг/м³, средней мощности торфов 2,3 м, песков — 0,7 м. Забалансовые запасы учтены в количестве 4,9 тыс. м³ песков и 1,3 кг золота, при среднем содержании 262 мг/м³. Пески россыпи средне-легкопромывистые, среднеобогатимые. Преобладает золото крупности +1,0 мм. Пробность 874 ‰. Нижнее течение россыпи (1,4 км) в 1994—1995 гг. отрабатывалось механическим открытым способом. Добыто 12,1 кг металла и 19,1 тыс. м³ горной массы по категории C_1 , а также 1,3 кг золота и 4,9 тыс. м³ горной массы забалансовых запасов. В результате добычи запасов категории C_1 погашено 37,8 тыс. м³ горной массы, 17,5 кг металла, при среднем содержании 463 мг/м³. Оставшиеся запасы оцениваются в количестве: по кате-

гории C_1 — 68,3 тыс. м³ песков, 38,9 кг золота, при среднем содержании 570 мг/м³; по категории C_2 — 10,8 тыс. м³ песков, 4,8 кг металла, при содержании 447 мг/м³.

Россыпь р. Каянча (I-2-16) расположена в приустьевой части долины р. Каянча, левого притока р. Устюба (аллювиальная долинная и террасовая). Известна с конца XIX в. Отрабатывалась в 1896—1912 гг. и 1934—1946 гг. Вся доступная ее часть перемывалась неоднократно. Последующие исследования россыпи, с целью выяснения перспектив ее дальнейшей отработки, без значительного объема горных работ оказались невозможными. Россыпь протягивается по долине р. Каянча, от ее устья до моста, расположенного близ западной окраины пос. Нижняя Каянча. Протяженность ее 1,36 км, при ширине от 0,1 до 0,18 км. Сложена делювиально-аллювиальными отложениями невыдержанного состава и мощности. Мощность торфов колеблется от 4 до 12 м, а золотоносный пласт имеет мощность до 1,5 м. Разрез следующий: 1) Почвенно-растительный слой мощностью 0,5 м; 2) Серая глина — 1,5 м; 3) Линза песка с грубообломочным материалом — 1,5 м; 4) Песок (слоистый) — 5,0 м; 5) Бурая глина — 0,5 м; 6) Речники с валунами — 0,5 м; 7) Золотоносный пласт — 1,5 м. Мощность торфов увеличивается в сторону бортов долины и достигает иногда 16 м. Указывается также на присутствие местами в разрезе зеленовато-серых глин и крупных полуокатанных глыб. Плотиком обычно служат ребристые хлоритовые сланцы и кавернозные известняки каянчинской свиты. Местами пласт лежит на ложном плотике, представленном слоями глин в карстовых «ямах». В средней и верхней частях россыпи, с правой ее стороны, старателями обнаружены две карстовые «ямы». В первом случае карст приурочен к контакту сланцев и известняков, в другом — к известнякам в голове россыпи. Карстовая полость в голове россыпи превышает глубины 20 м. Плотик здесь вскрыт не был. Пласт представлен глинистыми песками красноватой и серой окраски. Золото встречается в виде неокатанных зерен, нередко в сростках с «серой породой». Находились самородки весом 7—15 г. Пластинчатое золото с хорошоограненными поверхностями пластинок составляло также значительную часть продукции. Совместно с золотом в россыпи встречались платина, осмистый иридий, киноварь, шеелит, хромит.

Распределение металла в пласте крайне неравномерное: в виде струй («жил») и карманов. Струи имеют ширину 0,1—0,5 м. Ориентированы поперек реки, несколько поднимаясь вверх по реке от русла в сторону бортов долины. Отработка россыпи велась в несколько этапов. Вначале золото промывалось из русла, вскрывшего золотоносный пласт. Прилегающая к руслу пойма пробивалась мелкими шурфами. В дальнейшем в сторону бортов долины, в сторону террасо-увала проходились глубокие шурфы с ортами. В сторону левого борта, под деревню, было пройдено несколько штолен и разрезов. На правой стороне в наиболее богатых по содержанию золота местах отработка россыпи велась разрезами, траншеями и карьерами («ямами»). В середине и голове россыпи на левой стороне долины проходились также разведочные шурфы. Большинство из них из-за плохой вентиляции и большого притока воды до золотоносного пласта не пройдены. В 1934—1943 гг. перемывались отвалы старых выработок. Вверх по реке, выше головы россыпи делались неоднократно, но безуспешные поиски

промышленных скоплений металла. Россыпь разрабатывалась в течение 9 лет дореволюционного периода с содержанием 0,41 г/т. По сообщениям очевидцев, наиболее богатое золото встречено на правом борту долины, в 0,7–0,8 км и 1,0 км от устья реки и приурочено к карстовым полостям. Количество добытого металла по россыпи неизвестно. По сведениям Н. И. Климова [347], только за период 1943–1946 гг. добыто 95 кг золота. Общее количество добытого золота ориентировочно определяется в 400–700 кг.

Россыпь р. Николаевка (I-2-30), левого притока р. Баранча с кл. Ерусалимский – аллювиальная, долинная. Открыта в 1950-е годы Баранчинским прииском. На локальных участках разрабатывалась старателями. Добыто около 20 кг золота. В 1993–1994 гг. разведана Горно-Алтайской ПСЭ для открытой раздельной добычи механизированным способом. Долина реки охвачена разведкой от устья до верховьев на протяжении 4,0 км. Выделено два обособленных участка россыпи. Нижний участок начинается от устья долины, где он сочленяется с россыпью р. Баранча, протягивается на 1,2 км вверх по течению и соединяется с россыпью кл. Ерусалимский. В плане он представлен единым телом средней шириной 22 м, занимающим пойменную часть долины, внутри которого иногда отмечаются некондиционные участки. Продуктивный пласт залегает на плотике, сложенном алевролитами барагашской свиты. Мощность песков 0,4–2,2 м, торфов – 0,8–4,8 м. Содержания золота варьируют от первых десятых долей до 2,9 г/м³ при единичных ураганных значениях до 5 г/м³. Золото окатанное, полуокатанное и слабоокатанное; 80 % металла приходится на фракцию +1,0 мм. Верхний участок россыпи начинается в 0,6 км выше устья кл. Ерусалимский и прослеживается на 1,1 км вверх по течению при средней ширине 24 м. В контуре россыпи отмечаются пустые участки, обусловленные локальными старательскими отработками. Золотоносные пески приурочены к нижней части современного аллювия и залегают на дезинтегрированных коренных породах. Мощности песков изменяются от 0,2 до 1,2 м, торфов – от 1,6 до 5,6 м. Содержание золота составляет 0,2–3,2 г/м³. Около 60 % металла характеризуются крупностью +1,0 мм, на классы крупности +0,56 мм, +0,28 мм и +0,1 мм приходится 19, 15 и 3 % соответственно. Золото окатанное и полуокатанное. Наряду с золотом встречаются осмистый иридий (на 1 кг золота 1–2 г осмистого иридия) и весовые содержания хромита. Суммарные разведанные запасы категорий С₁ + С₂ по двум участкам россыпи составляют 38,5 тыс. м³ песков и 20,9 кг золота при средней мощности торфов 3,3 м, песков – 0,7 м и содержаниях 543 мг/м³. Средняя пробность золота 933. В 1995 г. отрезок россыпи длиной 0,5 км на нижнем участке отработан механизированным способом. Добыто 8,2 кг золота с содержанием 573 мг/м³. Россыпь законсервирована. По состоянию на 1.01.1998 г. запасы категорий С₁ + С₂ числятся в количестве 24,2 тыс. м³ песков и 12,7 кг золота с содержанием 525 мг/м³.

Россыпь кл. Ерусалимский (I-2-26), правого притока р. Николаевка – аллювиальная долинная (техногенная). Открыта Баранчинским прииском в 1940-е годы. Характеризовалась высокими содержаниями и крупным золотом. Выборочно отработана мускульным способом на протяжении 0,7 км. Добыто около 20 кг золота. В 1994 г. россыпь была разведана Горно-Алтайской

экспедицией для открытой раздельной добычи механизированным способом. Длина разведанной части 1 км. Долина на всем протяжении имеет U-образный поперечный профиль, ширина ее составляет 30–80 м. Россыпь занимает осевую часть долины; продуктивный пласт приурочен к нижней части позднеплейстоценовых галечников, переходящих в нижнем течении в современный аллювий. Протяженность россыпи — 0,7 км, средняя ширина — 20 м. Средняя мощность торфов — 3,7 м, песков — 0,8 м. Разведанные запасы категории C_1 составляли 8,6 кг золота и 11,7 тыс. m^3 песков при среднем содержании 734 mg/m^3 . В единичных выработках содержания металла достигали 3–5 g/m^3 . Золото россыпи повышенной крупности, около 90 % его приходится на класс + 1,0 мм, пробность 960, окатанность низкая. В 1995 г. приустьевая часть россыпи длиной около 200 м была отработана механическим способом. Добыто 0,9 кг золота с содержанием в песках 529 mg/m^3 . Россыпь законсервирована. На 1.01.1998 г. запасы категории C_1 составляют 10 тыс. m^3 песков 7,7 кг золота при среднем содержании 770 mg/m^3 .

Россыпь р. Светлая (I-1-24), левого притока р. Баранча — аллювиальная долинная. Описание россыпи приведено с учетом материалов Булатовского приискового управления за 1942 г., В. Ф. Коновальцева [349], В. В. Сыроватского [432, 431] и отчета Баранчинской партии ГАПСЭ [397]. Открыта специалистами Кабинета, разведывалась и разрабатывалась периодически с 1848 по 1951 г. Разработка велась открытым и подземным способами на трех участках в нижней части долины и на одном — в верховьях реки. Сведения о количестве добытого металла отсутствуют. На 1.01.1957 г. запасы категорий $A + B + C_1$ составляли 66,4 кг золота. В 1992–1994 гг. проведена детальная разведка россыпи под открытую раздельную механическую добычу. Долина р. Светлая разведана на протяжении 4,6 км. Россыпь с промышленными содержаниями начинается от устья долины, где она сочленяется с россыпью р. Баранча и протягивается, с редкими перерывами, на расстояние 5,4 км. За исключением трех забалансовых блоков, а также отработанных ранее участков, суммарная протяженность россыпи составляет 4,4 км. В плане она представлена телами с раздувами до 60 м и пережимами до 10 м. Средняя ширина промышленного контура составляет 25 м. Золотоносные пески приурочены к нижней приплотиковой части современных аллювиальных отложений. Местами продуктивный пласт залегает на ложном плотике, образованном плотными галечно-глинистыми образованиями в карстовых карманах. Мощность песков колеблется от 0,2–1,2 до 1,6–2,0 м, составляя в блоках балансовых запасов 0,2–1,8 м. В пойменной части долины мощность торфов изменяется в пределах 2,0–4,8 м, в увале она достигает 8,6–16,6 м. Содержание химически чистого золота в песках по выработкам колеблется от 150 до 2900 mg/m^3 . На фоне этих значений отмечаются ураганные содержания металла от 8,4–14,3 g/m^3 до 30,1–73,1 g/m^3 , это характерно для верхнего отрезка россыпи. Средние содержания золота по балансовым блокам составляют 358–2610 mg/m^3 . Всего по россыпи р. Светлая разведаны запасы категории C_1 в количестве 64,8 кг при среднем содержании химически чистого золота в песках 962 mg/m^3 , средней мощности продуктивного пласта 0,7 м, торфов — 3,5 м. Запасы категории C_2 составляют 18,8 кг при среднем содержании металла 893 mg/m^3 , мощности песков 1,2 м, торфов — 6,0 м. Забалансовые запасы в приустьевой части долины определены в количестве 2,5 кг при содержании золота 337 mg/m^3 , мощности пласта 0,7 м, торфов — 3,0 м.

Линейная продуктивность россыпи возрастает снизу вверх от 13,8 до 29,0 кг/км. Средняя продуктивность россыпи 19,0 кг/км. Золото россыпи распределяется по классам крупности. Верхняя часть россыпи характеризуется высокими содержаниями фракции +1,0 мм, составляющими от 63 до 95 %; фракции +0,56 и +0,28 мм в сумме имеют здесь резко подчиненные значения — 5—18 %. На нижнем участке россыпи преобладает золото классов крупности +0,56 мм и +0,28 мм, составляющих соответственно 42 и 30 %, при содержании фракции +1,0 мм 20—33 %. Золото крупностью +0,1 мм отмечается в количестве до 5 %. Встречались самородки весом до 30—64 г в сростках с кварцем. Средняя пробность золота в россыпи р.Светлая составляет 931 ‰. Кроме золота, отмечались непромышленные содержания осмистого иридия и весовые значения хромита. В 1994—1995 гг. на отрезке долины протяженностью 2,3 км проводилась механическая добыча открытым способом на двух разоб- щенных участках россыпи. По результатам добычи списано запасов категории С₁ в количестве 42 тыс. м³ песков, 57 кг золота, при среднем содержании 1357 мг/м³.

В 1998 г. [196] исследованы 11 шлиховых проб из россыпей Карам, Ерусалим, Баранча, Светлая. На основании заключения благороднометалльная минерализация представлена преобладанием гексагональных минералов рутен-иридосминового ряда — рутениевого невянскита и рутениевого сысерскита над самородной платиной. Состав минералов благородных металлов и набор сопутствующих им минералов определенно указывает на связь россыпей с коренными источниками так называемого восточноуральского типа — изверженными породами габбро-клинопироксенит-перидотитовой формации. Несколько цепочек базит-гипербазитовых интрузий находятся в верховьях опробованных россыпей.

Следует отметить, что на минералах МПГ и самородном золоте нередко наблюдаются оксидные пленки, свидетельствующие об участии промежуточных коллекторов (кор выветривания, конгломератов, древних россыпей) в питании россыпей, что является благоприятным фактором для образования промышленных концентраций благородных металлов. Важным фактором, повышающим ценность рассматриваемых объектов, является необычно высокая доля осмиевых фаз (иридосмина, рутениевого сысерскита), поскольку стоимость осмия в 4—3 раза выше цены золота.

Шлиховое золото из проб рек Баранча, Карам связано с разрушением коренных источников типичной для Южной Сибири золото-ртутной формации.

Россыпь р. Красноярка (II-1-24) находится в приустьевой части р. Красноярка. Аллювиальная долинная. Известна с 1934 г. Была открыта до 1917 г. В 1930—1940-е годы россыпь была разведана на 12 км и опоискована на 20 км от устья. Всего пройдено 174 линии из 677 выработок. Затем в 1950—1951 гг. проводились поисково-разведочные работы, материалами которых не располагаем. Начиная с 1935 до 1946 г. россыпь периодически обрабатывалась в приустьевой части долины на протяжении 4—4,5 км. На 1940 год разведанные запасы россыпи составляли 268 кг. Учетная добыча по состоянию на 1.01.1947 г. составила 100 кг.

Золотоносная россыпь р. Синюха (I-3-72) относится к аллювиальной долинной шириной 25—70 м. Прослеженная длина россыпи более 4,5 км.

Мощность торфов 4 м, песков — 2 м. Запасы золота в россыпи по категориям А + Б + С₁ составили 315 кг и по категории С₂ — 46,5 кг. Россыпь неоднократно эксплуатировалась рудником «Веселый» с 1951 по 1976 г. с перерывами. По материалам рудника, с 1952 по 1954 г. гидравлическим способом добыто 102,9 кг золота при среднем содержании металла 2844 мг/м³, а с 1966 по 1976 г. драгой добыто 230,7 кг золота при среднем содержании металла 491 мг/м³. Артелью «Кайчак» в 1996–1997 гг. с использованием промприбора ПГШ-30 добыто 11 кг золота. На 1.01.1998 г. по россыпи на балансе числились запасы золота категорий А + Б + С₁ — 53 кг и категории С₂ — 46 кг.

По Синюхинскому рудному полю предварительно апробированы (2003 г.) прогнозные ресурсы россыпного золота категории Р₁ в объеме 0,879 т.

Золотоносная россыпь р. Ашпанак (I-3-19) классифицируется аллювиальной долинной. Протяженность ее 4 км при ширине от 7 до 44 м (средняя 18,1 м). Мощность песков колеблется от 0,9 до 2,2 м (средняя 1 м), мощность торфов 2,6 м. Распределение золота в россыпи неравномерное, среднее содержание 356 мг/м³. Запасы для гидравлической добычи по категориям С₁ + С₂ составляют 82,7 кг. А. И. Гусевым [307] проведен пересчет запасов применительно к методу отработки россыпи открытым способом с отдельной выемкой торфов и песков. Всего по россыпи р. Ашпанак в результате пересчета получено 179,7 кг золота со средним содержанием шлихового золота 772 мг/м³. Из них по категориям: С₁ — 91,1 кг, С₂ — 43,1 кг и ресурсы категории Р₁ — 45,5 кг.

Некоторые россыпи системы р. Калычак ранее интенсивно разрабатывались. По р. Малый Калычак (I-4-17) эксплуатировалась долинная россыпь и отчасти россыпь первой надпойменной террасы. Добыча велась также по притокам р. М. Калычак — ключам Третий, Богатый, Анненковский.

Россыпь рч. М. Калычак начинается от устья кл. Богатый и протягивается вниз по течению на 3 км, целиком отработана. Россыпь долинная, плотиком являются известняки и щебенка глинистого сланца. Первая и вторая надпойменные террасы развиты вдоль обоих бортов. Первая надпойменная терраса местами отработана. Ширина второй надпойменной террасы достигает 700 м. Вторая терраса разведана лишь при устье кл. Третий, где было обнаружено золото и подсчитаны запасы еще в 1900 г. Разведка 1936 г. и более поздних лет подтвердила эти запасы. На остальной площади терраса не разведана.

Россыпь кл. Богатый, левого притока р. М. Калычак, долинная, длиной 0,8 км, достигает устья ключа. Выше россыпи долина ключа интенсивно разведана. По рч. М. Калычак и кл. Богатый добыто 574 кг при среднем содержании 2,2 г/м³ песков и числится в запасах 51 кг металла, 66 тыс. м³ песков. Золото россыпей отличается крупными размерами, по кл. Богатому был найден самородок весом 7 кг, очень часты самородки весом 50–100 г.

Известно, что Калычакская россыпь отличалась крупным золотом и большим количеством мелких и крупных самородков. Наибольший из них имел вес 7,4 кг. Золото в россыпи часто встречалось в сростках с кварцем. Самородок весом 3 кг был густо пронизан кварцем. По россыпи р. М. Калычак за 11 лет было добыто 205 кг золота [209]. А. В. Кривчиков [139] приводит суммарные запасы и добытое золото по р. Калычак в объеме 709 кг.

Золотоносная россыпь р. Бийка (I-4-36) разведывалась и отрабатывалась от устьевой части р. Бийка до устья р. Башлам на протяжении 3,0 км [342, 432, 431]. Она приурочена к отложениям конечной морены долинного ледника, спускавшегося по р. Бийка, и залегаёт на аллювиальных отложениях р. Клык, золотоносность которых осталась окончательно не выясненной из-за обильного водопритока и крупности валунов в отложениях морены. По р. Клык выше устья р. Бийка на 0,3 км отрабатывалась выклинивающаяся вверх по реке косовая россыпь, залегающая в левом борту долины на поверхности высокой поймы. Золотоносный пласт мощностью 1,5–2,0 м располагался под почвенно-растительным слоем. Почвой россыпи являлся крупнозернистый песок с редкими, мелкими валунами. Отрабатывалась карьерным способом с содержанием 1 г/м³ золота. Всего по россыпи р. Клык добыто 139,5 кг золота. В запасах на 1952 г. числилось 69,0 кг золота, в том числе: 30,3 кг — для ручной отработки с объемом песков 5,2 тыс. м³ и 38,7 кг — для механической с объемом горной массы 314,5 тыс. м³. Среднее содержание золота в пласте (песках) для ручной отработки составляет 583 мг/м³, при мощности пласта 2,0 м, торфов — 3,0 м. Ширина россыпи 20–80 м. Среднее содержание золота в горной массе для механической отработки — 123 мг/м³, при мощности выемки грунта 5,0 м. Золото в россыпи мелкое, пластинчатое, отмечаются отдельные самородки весом 2–5 г. В россыпи у устья р. Бийка часто встречается самородное серебро в виде слабоокатанных зерен и самородков, весом до 1,5 кг. Содержание серебра в 20 раз меньше, чем золота. Наиболее повышенные его содержания наблюдаются у устья руч. Незаметный.

Золотоносная россыпь р. Чуйки (I-4-4) — долинная, длиной 4 км. Содержание золота 2,6 г/м³. Добыто 6,4 кг. Подсчет запасов металла по категории С₂ составил 59,7 кг.

Серебро находится в рудах трех мелких месторождений, семи проявлений, одной площадной литохимической аномалии в коренных и одной в рыхлых породах.

Серебряное оруденение формировалось в позднепермско-раннеюрский этап тектоно-магматической активизации. Превалирующее значение оно получило в пределах Коксаирского ртутно-серебродного поля, прогнозируемых Янтауского серебродного, Чибитского свинец-серебродного, Богутинского свинец-серебродного полей, Озерно-Асхатинской серебродной зоны Калгутино-Юстыдского серебро-редкометалльного рудного района. На сопредельной территории Монголии находится крупное Асхатинское месторождение серебра. Во всех металлогенических таксонах оруденение относится к эпитермальной серебро-сурьмяной рудной формации [28]. В его локализации основную роль играет структурный фактор. Рудоконтролирующими структурами являются крупные зоны глубинных разломов: Курайско-Кобдогский, Толбонурский, Цаган-Шибетинский [98, 28]. Рудолокализирующими выступают опережающие разломы второго и третьего порядков. Наиболее крупные объекты находятся в составе Озерно-Асхатинской серебродной зоны.

Сурьмяно-серебряное месторождение Озерное (IV-6-18) локализуется в толще терригенных осадочных пород на границе отложений богутинской

и барбургазинской свит девона в северном крыле Кара-Оюкской синклинали. В плане имеет протяженность 3,8 км при изученной ширине от 200 до 500 м. Простираение рудной зоны по азимуту 45–60°, падение на юго-запад под углом 60–80°. Рудоконтролирующими структурами являются разрывные нарушения северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, крутого (до 85–90°) юго-восточного падения. Рудные тела трассируются и располагаются кулисообразно в полосе интенсивного развития рудоконтролирующих нарушений. Ширина рудоконтролирующей полосы более 200 м.

Всего на месторождении выявлено более 20 рудных тел с повышенными содержаниями серебра, свинца, сурьмы, меди и висмута. По простиранию они прослеживаются сравнительно уверенно, контролируясь протяженными разрывными нарушениями. Наибольшая длина рудного тела составляет 540 м, наименьшая длина – 45 м. Средняя длина рудных тел варьирует в пределах 200 м. Мощности рудных тел колеблются от 0,1 до 2,5 м. Морфологически рудные тела представляют собой сильно уплощенные рудные столбы. Размах по вертикали составляет около 450 м, прослеженных от поверхности до нижнего сечения скважиной. В горизонтальных сечениях рудные тела имеют вид сильно уплощенных линзовидных, пластообразных залежей.

По внутреннему строению подразделены на три типа: жилы и жильные зоны; штокверковые зоны; зоны милонитизации и дробления. Наиболее продуктивными являются жильные образования, в них отмечаются повышенные содержания полезных компонентов: серебра – до 2 кг/т, свинца – до 15 %, сурьмы – до 16 %, меди – до 7,5 %, висмута – до 0,6 %. Рудные тела жильного типа содержат комплекс минералов серебряных, висмутовых и свинцовых сульфосолей и сопровождаются аргиллизитами. Руды характеризуются халькофильной геохимической специализацией. На месторождении основные рудообразующие элементы дают содержания (г/т): Ag – от 3 до 2250 (среднее 153,4), Sb (%) – от 0,002 до 0,5 (среднее 0,23). Коэффициенты концентрации элементов 2191,4 и 1703,7 соответственно. В качестве сопутствующих элементов присутствуют (%): Pb – от 0,05 до 1,5 (среднее 0,63) и Bi – от 0,005 до 0,11 (среднее 0,027). Коэффициенты концентрации этих элементов достигают: Pb – 420, Bi – 750.

Основными рудными минералами являются сульфосоли ряда бурнонит–зелигманит, тетраэдрит, реже сульфиды: галенит, халькопирит, пирит, арсенопирит. Серебро сопровождает комплекс сопутствующих элементов, характеризующихся повышенными содержаниями свинца, меди, сурьмы и висмута. Текстуры руд пятнистые, коррозионные, катакластические, друзовые, каркасные.

Руды месторождения с поверхности практически нацело окислены и представляют собой лимонитовые массы, среди которых встречаются окисленные вторичные минералы – церуссит, биндгеймит, сенармонтит и реликты первичных минералов руд – тетраэдрита, галенита, халькопирита. Зона массового окисления характеризуется широким распространением образований лимонита практически по всем стенкам трещин в породах. Нижняя граница лимонитизации распространена на 150–200 м по нормали от поверхности.

Прогнозные ресурсы Озерного месторождения категории P_1 составляют: 11 22,7 т серебра, 37 167 т свинца, 15 442 т сурьмы, 18 205 т меди, 2359 т висмута. Запасы серебра категории C_2 – 253,4 т.

В составе Озерного рудного поля: месторождение Озерное, северо-восточный фланг месторождения Озерное, Пограничное месторождение, участок Озерный Северный, участок Усть-Пограничный, участок Кара-Оюк.

По состоянию на 2.11.1987 г. [308] для Озерного рудного поля запасы серебра категории C_2 – 130 т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 1277 т, P_2 – 1590 т. По состоянию на 1.06.2003 г. для Озерного рудного поля прирост прогнозных ресурсов категории P_1 – 247 т, P_2 – 5861 т [370].

Месторождение Коксаирское (III-5-45) локализуется в зоне Кок-Саирского разлома, разделяющего образования кызылшинской и талдудюргунской свит девона, где эффузивно-осадочные образования последней по крутой (50–70°) плоскости сместителя надвинуты на породы кызылшинской свиты. Выявлено пять серебросодержащих рудных тел типа минерализованных зон, содержание серебра в которых по результатам точечного опробования достигает 262,4 г/т. Протяженность их 110–300 м, мощность установлена опробованием только в одном рудном теле – 2,2 м – при среднем содержании серебра 70 г/т, меди – 0,5 %, свинца – 0,7 %, ртути – 0,42 %. Оруденение приурочено к талдыдюргунской свите, представленной лавами основного и среднего состава, туфами, полимиктовыми туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, баритизированными и окварцованными, с рудной вкрапленностью. Мощность оруденелой полосы 10–100 м. По простиранию она прослежена на 600 м. Рудные линзы размерами до 50 × 12 м приурочены к системе трещин отрыва северо-западного и широтного направления. Большинство рудных тел погружается на север или северо-восток под углами 75–80°. В цементе конгломератов, в гальках туфового состава, в зальбандах кварцевых, карбонатных, баритовых жил в виде тонкой вкрапленности содержатся киноварь, аргентит, самородное серебро, метациннабарит, арсенопирит, халькопирит, пирит, золото, мельниковит, малахит, азурит, борнит, гетит, гидрогетит, галенит, церуссит. Нерудные минералы – кварц, барит, кальцит, диккит. Максимальное содержание ртути по данным бороздового опробования достигает 1,178 %, среднее содержание по рудным гнездам 0,06–0,34 %. Ранее были подсчитаны прогнозные ресурсы ртути: 1100 т из расчета 3,989 т на 1 м углубки. Для подсчета ресурсов серебра данных пока недостаточно.

Месторождение Отсалар I (III-5-43) по геологическому строению и структурному положению подобно Коксаирскому. Оруденение приурочено к полосе гидротермально измененных туфов андезитовых порфиритов (шириной 50–150 м) талдудюргунской свиты нижнего девона, прослеженной в южном боку Коксаирского разлома на 1 км. Выделено два ртутно-серебряных рудных тела субширотного простирания с падением на юг под углом 55–60°. Они не имеют четко выраженных границ, контуры ртутной и серебряной минерализации не совпадают – серебряное оруденение располагается в подошве более мощных зон с ртутной минерализацией.

Первое рудное тело располагается в южной части полосы гидротермально измененных пород. Ртутное оруденение прослежено на 95 м, серебряное – предполагается на 625 м, мощность тела на поверхности 8–12 м.

Содержание ртути — 0,08–0,27 %, до 0,876 %, серебра — 40–288 г/т, меди — 0,02–6,52 %, сурьмы — 0,15–1 %, мышьяка — 0,06–0,4 %, свинца — до 0,02 %, бария — до 6–11 %. В одной пробе спектрохимическим анализом установлено 0,7 г/т золота.

Второе рудное тело располагается в 20 м севернее первого. На поверхности ртутное оруденение прослежено на 130 м, серебряное на 275 м, мощность 0,8–3,2 м, по падению до глубины 190 м при мощности 2,2 м. Содержания компонентов: ртути — 0,07–0,22, до 0,33 %, серебра — до 69,3 г/т, меди — до 2,99 %, сурьмы — до 0,02 %, мышьяка — до 0,4 %, бария — до 0,25 %. Оруденение представляет собой рассеянную вкрапленность киновари с отдельными рудными гнездами размерами от 1 см до 5–10 м. Во вмещающих породах отмечаются каолинизация, серицитизация, хлоритизация, участками карбонатизация, окварцевание. Нерудные минералы минерализованных зон — барит, диксит, кальцит, каолинит. Руды интенсивно окислены. Минеральный состав: блеклые руды (тетраэдрит-теннантит) с примесью изоморфной ртути (12–18 %). Встречаются пирит, халькопирит, борнит, редко арсенопирит. Вторичные минералы руд: бравоит, марказит, борнит, халькозин, куприт, азурит, малахит, гидроксиды железа, гематит.

Месторождение является комплексным полисульфидным ртутьсодержащим. Запасы категории $C_1 + C_2$ до глубины 70 м составляют 26,2 тыс. т руды, 57,5 т ртути. Прогнозные ресурсы ртути до глубины 300 м оцениваются в 1100 т.

Месторождение Отсалар II (III-5-42). Оруденение приурочено к зоне разлома, разделяющего отложения кызылшинской серии и барбургазинской свит, в окварцованных, гематитизированных, кварц-полевошпатовых песчаниках. Рудолокализирующий разлом относится к правому взросло-сдвигу. Минерализация развита как в самой зоне, так и в ее апофизах на площади $1,3 \times 0,8$ км. Выделено одно рудное тело и серия перспективных интервалов зоны минерализации. Рудное тело имеет субширотное простирание ($80\text{--}100^\circ$), северное падение под углом $40\text{--}46^\circ$. Рудоконтролирующая зона, вмещающая рудное тело, прослежена по простиранию и предполагается на 1450 м, при мощности 10–50 м. Рудное тело прослежено на запад на 200 м, затем через 350-метровый задернованный интервал и 550 м западнее зафиксировано в структурном элювии. Оно сложено сидерит-лимонит-гетитовой жилой и лимонит-гетитовой брекчией, в лежачем боку которых находятся аргиллизированные песчаники с гетитом. Мощность 1,0 м. Жила и брекчия содержат обильную вкрапленность и гнезда, сложенные вторичными минералами меди, сурьмы, свинца, серебра, мышьяка. В составе вкрапленности определены реликтовые зерна блеклых руд, халькозина, золота (до 61 знака с размером золотинок $0,1 \times 0,1$ мм). Вторичные минералы: гетит, лимонит, малахит, азурит, церуссит, бисмит, бромаргирит. Содержания компонентов (%): меди — 0,003–4,61, сурьмы — 0,2–2,57, свинца — 0,07–1, цинка — 0,02–1, мышьяка — 0,1–1, висмута — 0,02–0,66, марганца — до 0,7, бария — до 1–3, серебра — 10–1641 г/т. Вмещающие породы катаклазированы, аргиллизированы, баритизированы, омарганцованы, лимонитизированы. Развита зона окисления. Зона разлома фиксируется вторичными геохимическими ореолами свинца — 0,1–0,7 %, серебра — 10–100 г/т, мышьяка — 0,01–0,07 %, сурьмы — 0,005–0,03 %.

Для Коксаирского рудного поля определены прогнозные ресурсы серебра категории P_2 до глубины 300 м — 2500 т, меди — 138 тыс. т, сурьмы — 63 тыс. т, серебра условного — 3300 т, при средних содержаниях 155г/т, 0,7 %, 0,41 %, 205 г/т соответственно [317].

Проявление Янтауское (IV-6-2) расположено в верховьях р. Куру-Озек. В строении участка принимают участие граниты и лейкограниты Тоштоузекского массива юстыдского комплекса и терригенные образования богутинской свиты верхнего девона, прорванные дайками диабазов и диабазовых порфириров теректинского комплекса (P_2-T_1). Для гранитов из метасоматических изменений характерны микроклинизация, альбитизация и грейзенизация, а экзоконтактовые изменения проявились в ороговиковании терригенных пород девона. Предрудные изменения пород связаны с процессами кислотного выщелачивания и представлены аргиллизированными породами гидрослюдистой фации. Рудообразование также сопровождалось карбонатизацией, флюоритизацией и окварцеванием.

Сереброрудная минерализация локализуется в многочисленных минерализованных зонах дробления и оперяющих их трещинах и преимущественно сосредоточено в гранитах Тоштоузекского массива и в меньшем объеме в терригенных породах девона и дайках диабазов и диабазовых порфириров мезозоя. Ориентировка простирания рудных зон различная. Преобладают зоны, имеющие субширотную, северо-восточную и северо-западную ориентировку. Падение зон также разнообразное — от вертикального и крутопадающего до пологопадающего и субгоризонтального. Мощности минерализованных зон дробления колеблется от долей метра до 10–25 м (средняя 5,7 м), протяженность — от первых десятков до сотен метров и в единичных случаях до 1–1,5 км (средняя 207,7 км). Возрастные соотношения зон различной ориентировки не установлены. Часто крупные зоны дробления оперяются более мелкими зонами, а также системами жил и прожилков.

На площади участка в настоящее время известно 96 рудных зон, в том числе с промышленными содержаниями серебра и элементов-спутников — 56 зон. Все известные проявления сереброрудной минерализации участка представлены гидротермальным типом и относятся к серебряно-сульфосольной рудной формации. Рудные зоны имеют как простое, так и сложное строение.

Мощность кондиционных рудных тел обычно не превышает 0,5–1,0 м и лишь в отдельных случаях достигает 3–5 м, а протяженность колеблется от первых метров до первых десятков и сотен метров. Форма рудных тел линзовидная, жилообразная и пластообразная. По внутреннему строению рудные тела подразделяются на три основных типа: рудные брекчии, жилы и жильные зоны, штокверковые зоны. Наиболее типичными текстурами руд являются прожилковые, вкрапленные, пятнистые, массивные и брекчиевые.

Параметры большинства рудных зон остались не изученными.

Минеральный состав руд является весьма сложным и разнообразным. Преобладающими являются сидерит, флюорит, кварц, блеклые руды, пирит, халькопирит, а среди гипергенных — лимонит, гетит, малахит, псиломелан, свинцово-цинковые и сурьмяно-висмут-мышьяковые охры. Всего в рудах установлено свыше 50 минералов. Положение сереброрудной минерализации участка в гранитах, вероятно, обусловило и некоторые осо-

бенности минерального состава руд участка (содержания флюорита в значительных количествах и др.), не характерные для других месторождений и рудопоявлений серебра Юстыдского рудного узла, локализованных в терригенных породах.

По данным бороздового опробования рудных зон максимальные содержания элементов в отдельных пробах достигают: серебра – 1484,5 г/т, меди – 1,78 %, свинца – 1,67 %, цинка – 3,0 %, сурьмы – 1,56 %, висмута – 0,78 %, мышьяка – 1,0 %, условного серебра – 1712,2 г/т, золота – 0,5 г/т, лантана – 0,1 %, иттрия – 0,03 %, иттербия – 0,003 %, молибдена – 0,02 %, кобальта – 0,03 %, стронция – 0,1 %. Характерной особенностью серебряно-сульфосольного оруденения участка, как и других месторождений и рудопоявлений серебра Юстыдского рудного узла, является их висмутовая «специализация» и присутствие ртути в виде изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях.

Генезис серебрянорудного оруденения участка связан с мезозойской тектоно-магматической активизацией региона. Оруденение гидротермальное низкотемпературное и многостадийное. Формированию оруденения предшествовала интенсивная тектоническая деятельность и гидротермальная проработка пород, которые неоднократно возобновлялись в процессе рудообразования.

По материалам магнито- и электроразведки на участке установлен ряд узких линейных аномалий, преимущественно субширотного и северо-западного простирания, вызываемых дайковыми телами и ослабленными, обводненными зонами дробления, сопровождающими крупные тектонические нарушения. Хорошая корреляция в ряде случаев локальных аномалий с известными рудными объектами и геохимическими ореолами позволяет предполагать рудоконтролирующие и рудолокализирующие свойства этих нарушений и их локальных составляющих, отмечаемых аномалиями, и благодаря этому локализовать прогноз.

По результатам поисков по вторичным ореолам рассеяния выделено два аномальных геохимических узла, относящихся к полиметаллически-редкометалльно-серебрянорудному и серебряно-редкометалльному типам. По величине коэффициента зональности уровни среза геохимической аномалии сопоставимы с величинами коэффициента зональности Озерного месторождения и отвечают рудному ореолу эрозионного среза. Проведенные подсчеты прогнозных ресурсов по геохимическим данным показывают, что в пределах участка можно прогнозировать объект масштаба Озерного месторождения.

Полученные геофизические и особенно геохимические материалы подтверждают перспективность участка Янтау на серебрянорудное оруденение и могут быть успешно использованы при проведении дальнейших работ.

Помимо серебряного оруденения на участке Янтау выявлено и урановое оруденение. Рудоносными являются два широтных разлома, к которым тяготеют участки с урановой минерализацией, свинцовое и медное оруденение. На протяжении 10 км вдоль разломов выявлено шесть участков с видимой вторичной урановой минерализацией – уранофан, метаторбернит, ураноциртит, отенит, метациейнерит, казолит. С ними ассоциируют малахит и азурит. В пределах участков выделены рудные зоны протяженностью

до 150 м при мощности до 7 м и ореолы размером 60 × 80 м, где оруденение представлено мелкими линзами. Содержание урана в рудных телах колеблется от тысячных долей процента до 0,31 %. Околорудные изменения — кварц-серицитовые новообразования. В оруденелых породах в повышенных количествах установлены медь, свинец, мышьяк, молибден, серебро, висмут, лантан, иттрий, иттербий. Данный тип оруденения относится к урановой формации в зонах кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза в вулканитах [197].

В целом для Юстыдского рудного узла определены прогнозные ресурсы серебра категорий P_1 — 5822 т, P_2 — 25 347 т, по состоянию на 1.06.2003 г. [370], принятые ГУПР по Алтайскому краю и УПР по Республике Алтай и направленные на апробацию в ЦНИГРИ.

Месторождение Солонешенское-2 (I-1-36) расположено на левобережье руч. Рудничный. Обнаружено в 1830 г. по следам «чудских копей». В 1830—1841 гг. разведывалось и частично отрабатывалось. Было добыто 987 т руды (меди — 0,76 т; свинца — 0,547 т; серебра — 38,552 кг). В 1908 г. рудник был осмотрен А. Юфевым, показавшим, что руда шахты № 27 содержит от 2 до 85,9 г/т золота. Наличие на месторождении золота подтверждается инженером Матвеевым по разведочным работам 1909 г. Участок сложен терригенно-карбонатными отложениями нижнего силура и девона, прорванными серией мелких тел и даек кварцевых порфиров, реже диоритовых порфиров куяганского комплекса, под влиянием которых вмещающие породы ороговикованы и скарнированы. В них наблюдается сложная зона дробления, в пределах которой проявляется вкрапленное оруденение в виде разобщенных линз и гнезд. Длина рудных тел не превышает 10—15 м, на глубину они иногда прослеживаются на десятки метров, приобретая в таких случаях трубообразную форму. 40 рудных тел сконцентрировано в Южном участке на площади 500 × 100 м, четыре — на Северном участке на площади 30 × 40 м. Вкрапленные руды состоят в основном из минералов зоны окисления, представленных церусситом, малахитом, азуритом, смитсонитом, ковеллином, халькозином, лимонитом и каламином. Первичные сульфиды — халькопирит, сфалерит, галенит и пирит встречаются только в виде реликтов. Сравнительно редко отмечается золото в виде единичных зерен размером до 0,1—0,2 мм. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, эпидотом. В рудных телах установлены содержания меди — до 7,4 %; свинца — до 17,6 %; цинка — до 6,37 % (при средних значениях соответственно: 2,05 %; 3,6 %; 2,3 %); серебра — до 1847 г/т; золота — до 85,9 г/т; сурьмы — до 1 % [381, 452].

Платиноиды в повышенных содержаниях отмечены в золотоносных Аксагызканской, Каянчинской, Ерусалимской и других россыпях.

Аксагызканская золотоносная россыпь с платиноидами (II-4-19) расположена в среднем течении р. Аксагызкан, правого притока р. Б. Сумульта. Длина россыпи 2,7 км, ширина 200 м. В 5 км от устья р. Аксагызкан имеются следы старательских работ в виде шурфов и двух небольших открытых разрезов. В двух местах велись эксплуатационные работы в бортах где, судя по объему выемок, разработано не более 60 м³ массы. Золото довольно крупное, большинство золотин не менее 20 мг, но нередко встречается и до

1 г, что и привлекло, в свое время, старателей к этому объекту. Установлено, что в промываемом материале содержание золота было до 1 г/м³ песков, в редких случаях достигало 2 г. Золото концентрируется в трещинах коренных пород и меньше в речниках при почве. Мощность торфа 2–2,5 м; мощность золотоносного пласта не превышает 40–60 см. Валунность россыпи составляет от 25 до 75 %, размеры валунов до 1 м. Вместе с золотом в нижнем течении р. Аксагызкан установлено присутствие осмистого иридия в количестве около 1 %. Отмечается наличие террасы в нижнем течении р. Аксагызкан длиной 400 м при ширине до 60 м. Разведке она не подвергалась, не исключено наличие в отложениях террасы россыпного золота. По результатам шлихового опробования р. Аксагызкан, проведенного Сумульгинской партией в 1986–1992 гг., в районе россыпи и ниже ее на протяжении 1 км по течению в шлихах из аллювия в единичных знаках обнаружено золото. Размер золотин от 0,1 до 1,25 мм. По материалам предшественников, прогнозные ресурсы россыпи по категории Р₁ оцениваются в 30 кг золота.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран установлен в рудах одного месторождения и семи проявлений. Урановое эндогенное оруденение на территории листа М-45 относится к нескольким рудным формациям [197]: 1) урановой в зонах кислотного выщелачивания и щелочного метасоматоза в вулканических полях (Сумульгинское, Грозное, Черногорское и др.); 2) редкометалльно-редкоземельно-урановой в связи с вулканоплутоническими комплексами (Кумирское, Спартак I); 3) урановой и золото-урановой в минерализованных зонах дробления (Елангаш и др.); 4) урановой в скарнах (Владимирское кобальтовое месторождение); 5) ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной в гранитах, пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах (Даниловское); 6) ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной в карбонатах и щелочных метасоматитах щелочно-ультраосновных и щелочных интрузий (Эдельвейс). Нами дополнительно к перечисленным рудным формациям рассматривается весьма перспективный осадочно-метаморфический тип ванадий-молибден-мышьяк-урановый в сланцах (Сараса). В связи с тем, что некоторые перечисленные типы оруденения являются более перспективными на другие металлы (Владимирское месторождение кобальта, Кумирское месторождение скандия, уран-золото-редкометалльное проявление Елангаш), такая классификация формационных типов имеет место, однако нами при описании комплексных по составу объектов предпочтение отдано ведущему металлу в составе руд.

Среди урановорудных объектов экзогенного происхождения выделяются формации: 1) урановая и фосфорно-урановая в сероцветных лагунно-континентальных отложениях; 2) урановая в зонах глинисто-цеолитовых изменений в гранитах (Ульяновское, Искровское).

Собственно урановое оруденение в регионе проявлено в пределах гранитных массивов на площади Белокурихинского, Щебетинского узлов, а также Сарасинской зоны, где их размещение контролируется зонами тек-

тонических нарушений и гидротермально-метасоматической проработки. Уран и торий обнаруживаются в рудах скандиевого месторождения Кумир, описание которого выполнено в разделе «Скандий». Аналогичные комплексные руды с ураном встречены на серебряном проявлении Янтау, скарновом кобальтовом месторождении Владимирское и др.

В северной части Белокурихинского массива известно три проявления урана, локализованных в Искровско-Белокурихинской зоне, протяженностью свыше 30 км, контролируемой одноименным разломом субширотной ориентировки.

Проявление Черногорское (IV-5-21) локализовано в пределах северо-западного края Уландрыкской вулкано-тектонической ринг-структуры центрального типа на участке ее интенсивного тектонического дробления разломами радиального типа. Черногорское месторождение относится к эпitherмальному типу.

Многочисленные проявления урана в регионе представлены гидротермальным типом минерализованных зон дробления, максимально распространенных в пределах Уйменского прогиба. Возраст оруденения предположительно девонский. Все проявления приурочены к меридиональной зоне разлома.

Урановое проявление Черногорское (IV-5-20) находится в левом борту р. Чаган-Бургазы, в 6 км выше Чаган-Бургазинского свинцово-серебряного месторождения. Открыто в 1959 г. партией № 24 Березовской экспедиции. Оценено с поверхности канавами, на глубину двумя штольнями и скважинами подземного бурения. Оруденение зафиксировано на двух участках — северном и южном. Расположено в западном крыле Чаганбургазинской грабен-синклинали, сложенной эффузивами и туфами кислого состава аксайской свиты, прорванной телом гранит-порфиров. Приурочено оно к оперяющим трещинам зоны разломов. Рудные тела имеют форму жил длиной 7–80 м при мощности 0,17–1,5 м и протяженностью по падению от 3 до 125 м. Руды прожилковые, вкрапленные и гнездовые. Оконтуривание рудных тел среди гидротермально измененных пород проведено условно по интенсивности урановой минерализации. Оруденение существенно урановое. Первичные рудные минералы представлены настураном, пиритом, урановой смолкой, блеклой рудой, халькопиритом. С поверхности руды окисленные. В приповерхностных частях рудных тел развиваются отенит, уранофан, метатейнерит, ураноспинит, шарпит, ассоциирующие с халькозином, ковеллином, малахитом, азуритом, гипсом. Глубина зоны окисления 40–45 м. Содержание урана в первичных рудах 0,028–0,141 %, в окисленных — 0,295–0,334 %. Спектральным анализом в рудах установлены повышенные содержания (%): молибдена — до 0,4, меди, мышьяка — до 0,3, свинца — до 0,1, висмута — до 0,03, серебра — до 0,001. Черногорское месторождение перспективно на промышленные урановые руды, причем более перспективным считается северный участок. Однако степень изученности недостаточна. На север в 600 м выделен пункт минерализации урана в гидротермально измененных фельзитах, где радиометрическая аномалия интенсивностью 1300 на фоне 15–20 мкР/ч. Содержание урана 0,102 %, с глубиной падает до 0,033 %. На Черногорском проявлении околорудные изменения пород представлены серицитизацией, окварцеванием, альбитизацией, гематитизацией, аргиллизацией. Прогнозные ресурсы урана по категории P_2 оцениваются в 11,4 тыс. т.

На проявлении Черновское (I-2-40) урановое оруденение, вскрытое скважинами в ксенолите терригенных пород в гранитном массиве, характеризуется неравномерным распределением металла. Выделяется несколько рудных интервалов мощностью от 0,25 до 4,15 м, приуроченных к разнотерригенным пескам с углефицированными растительными остатками, реже к прослоям лимонитизированных глин и лигнитов. Урановая минерализация представлена вкрапленностью и скоплениями коффинита, содержание урана колеблется от 0,005 до 0,140 %, а в шламовых пробах – до 0,634 %; в повышенных концентрациях также отмечаются (%): Th – до 0,004; Mo – 0,03; Ge – 0,02; Be – 0,003; Li – 0,01; Pb – 0,008; V – 0,01.

В пределах северной части Белокурихинского массива выделяется Ульяновско-Искровская зона, которая включает одноименные проявления, серию пунктов минерализации и многочисленные радиоактивные аномалии в висячем боку субширотного неотектонического Белокурихинского разлома. Разлом представляет собой тектоническую зону в гранитах Белокурихинского массива с развитием цеолитовых брекчий и цеолит-глинистых изменений. Протяженность зоны 7 км, мощность до 500–600 м. Зона изучена бурением в четырех профилях с расстояниями между ними 1,4; 1,4 и 2,9 км.

Проявление Ульяновское (I-1-6) локализуется в зоне брекчирования гранитов мощностью 20 м с падением на юг под углом 30–40° и сопровождается гамма-ореолом протяженностью 200 м. Содержания урана 0,005–0,01 % на мощность до 7,5 м. Более значительные ореолы установлены на глубинах 150–450 м в зоне Белокурихинского надвига, где зоны дробления достигают мощности 50 м. Выделено более 20 рудных интервалов с содержанием урана 0,01–0,05 % на стволую мощность 0,25–3,45 м. На Ульяновском проявлении на верхних горизонтах (до 50 м) урановое оруденение (до 0,059 %) в пологопадающей зоне объемного брекчирования связано с гипергенной фосфатизацией; на глубинах 130–450 м – с зонами цеолит-глинистых изменений (0,005–0,03 % на стволую мощность 0,25–3,45 м).

В ряде других участков аномальной зоны цеолит-глинистые изменения следятся до глубины 550 м с содержаниями урана 0,005–0,0256 % на мощности 0,2–5,35 м.

На верхних горизонтах Искровско-Ульяновской аномальной зоны уран находится в сорбированной форме в глинисто-цеолитовом и глинисто-фосфатном агрегате брекчий и в виде включений метаотенита. На более глубоких горизонтах установлены коффинит, урановые черни и метаторбернит. Бурением область полного выклинивания ореолов урана и процессов окисления не достигнута. Возраст оруденения 45–25 млн лет (свинцово-изотопный метод).

Уран приурочен к фосфатно-глинистому материалу, кроме того, отмечаются мелкие выделения торбернита, коффинита, метаторбернита. Максимальные значения содержания урана приурочены к участкам развития цеолитов и сопровождаются повышенными содержаниями (%): P – до 3, Li – до 0,015, La – до 0,006, Be – до 0,002, Mo – до 0,003.

На аналогичном Искровском проявлении содержание урана колеблется от 0,01 до 0,0169 % при мощности рудной зоны 0,5–2,0 м. Кроме вышеописанных проявлений, буровыми скважинами в нижней части крутихин-

ской свиты вскрыт крупный вторичный литохимический ореол урана площадью 17,6 км². Общая мощность рудовмещающих толщ 10–40 м, в среднем около 20 м. Содержание урана в пробах колеблется от 0,001 до 0,01 %, отмечается вкрапленность коффинита. Предполагаемая формация проявлений и ореола – урановая инфильтрационная. В то же время Ульяновское и Исковское проявления могут быть отнесены к ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в зонах разломов в апогранитах.

Кроме проявлений урана, Исковско-Белокурихинская зона трассируется меторождениями радоновых вод. Перспективы зоны на радоновые воды представляются значительными, а на уран недостаточно изученными. В пределах Белокурихинского гранитного массива по данным аэрогаммасъемки выделены две аномалии урана и тория площадью 3,5–6,2 км² низкой концентрации (урана – 0,0005 %, тория – 0,0015–0,002 %). Перспективы площади на торий оцениваются отрицательно. В Щебетинском массиве лейкогранитов многочисленные проявления урана выявлены в экзоконтакте одноименного массива, среди лейкогранитов боровлянского комплекса. Проявления урана локализируются в двуслюдяных гранитах с радиоактивностью до 50–200 мкР/ч. Мощность зон повышенной радиоактивности до 20–30 м, протяженность до 0,6 км. Максимальные содержания урана (до 0,0122 %) приурочены клиновидным зонам (0,5–3 × 10–50 м) лейкогранитов с мелко-среднезернистой структурой и аномальным количеством мусковита. Уран находится в рассеянном виде в лимоните с пленками вторичных урановых минералов и в гельцирконе. Одно из проявлений приурочено к грейзенизированным гранитам боровлянского комплекса с бедной бериллиевой минерализацией. По изолинии 60 мкР/ч аномалия имеет размеры 30 × 50 м. Содержание элементов (%): U – 0,004; Th – 0,0011; Be, Mo – 0,001; W – 0,003; Nb – 0,02.

Тог-Алтайское проявление приурочено к экзоконтакту Аскатинского массива щелочных лейкогранитов. В ороговикованных породах установлено бедное оруденение сульфидов и вторичных минералов урана (торбернит), в гранитах – торбернит, поликраз, касситерит, монацит, колумбит. Бурением скважин до глубины 182 м уранового оруденения не выявлено, содержание урана в водных пробах $1,3–6,5 \times 10^{-7}$ г/л. Проявление оценено отрицательно. В связи со слабой изученностью проявлений, преимущественной локализацией урана в виде вторичных минералов и в рассеянной форме, проявления Щебетинского рудного узла весьма условно отнесены к урановой инфильтрационной формации. При этом не исключено, что при более детальном изучении объектов на глубину может быть выявлено первичное урановое оруденение других рудных формаций. В юго-восточном контакте Аскатинского массива аэрогаммасъемкой выявлен ореол урана интенсивностью 0,0005 % и площадью 1,6 км². В пределах Щебетинского массива лейкогранитов возможна локализация площадей, перспективных на уран и радоновые воды.

Проявление Сарасинское (I-2-34) приурочено к зоне Сарасинского разлома и полностью входит в контур одноименной золото-ртутнорудной зоны. В пределах участка известны две аномалии урановой природы радиоактивности (№ 2, 3), выявленные по АГСМ-данным и проверенные [386] наземными методами. Несколько таких же урановых аномалий выявлено, кроме того, при

геологосъемочных и поисковых работах. Оценка аномалий проведена в 1982–1983 гг. Аномалии приурочены к интенсивно тектонизированному, окварцованному и сульфидизированному углеродисто-кремнистым сланцам, известковистым филлитам баратальской свиты, с повышенными содержаниями урана, ванадия, молибдена, местами с прожилками кварца и гнездовой вкрапленностью сульфидов (пирита, халькопирита, борнита).

Радиоактивность пород в зонах дробления и окварцевания 40–170 мкР/ч. По данным гамма-спектрометрии содержание урана в филлитах составляет $3\text{--}5 \times 10^{-4} \%$ (в зонах дробления – до $20\text{--}35 \times 10^{-4} \%$), тория – $6\text{--}12 \times 10^{-4} \%$, калия – 1–2 %, а в углеродистых сланцах – $10\text{--}20 \times 10^{-4} \%$, тория – $3\text{--}4 \times 10^{-4} \%$, калия – 2 %. Мощность зон дробления не превышает первых метров, протяженность – первые десятки метров.

По данным анализов содержание урана в аномальных зонах (по штуфным пробам) составляет 26–230 г/т. Содержание радиогенного свинца (по данным изотопно-свинцового анализа) – 28–54 %. Установлено, что уран находится в рассеянной форме в углеродистом веществе, в глинисто-галлуазитовом материале и в гидроокислах железа. По спектральному анализу штуфных проб для пород характерны повышенные содержания (%) меди (0,15–6), фосфора (0,5–0,8), бария (0,02–0,03), хрома (0,04–0,06), ванадия (0,06–0,15), никеля (0,06–0,2), иттрия (0,02–0,1), мышьяка (0,02), цинка (0,04–0,2) и молибдена (0,01–0,06).

Сарасинский участок является перспективным для поисков урановых месторождений осадочно-метаморфизованной ванадиево-молибдено-мышьяково-ураноносной сланцевой формации. Кроме урана и меди, описываемые образования могут представить интерес для поисков золото-серебряного оруденения кварц-сульфидного типа. Рекомендуются постановка специализированной геологической съемки и поисков для прослеживания и оценки зон дробления в потенциально рудоносной толще. Сарасинская аномалия нуждается в оценке на глубину.

Проявление Сумульгинское (II-4-10) расположено в пределах Сумульгинской аномальной зоны на водоразделе рек Карасазкан и Уйкараташ. Рудное поле имеет размеры $0,4\text{--}1,0 \times 3,5$ км. Оно контролируется зоной субмеридионального разлома, в пределах которой породы подроблены, рассланцованы и метасоматически изменены с образованием трахиподобных пород с вкрапленностью сульфидов и обильными охрами гидроокислов железа. Пространственно сближенные радиоактивные аномалии с интенсивностью от 50 до 2400–3000 мкР/ч имеют размеры в плане от $15\text{--}25 \times 50\text{--}100$ м до 300×300 м. Все аномалии и выявленные рудные тела и гнезда укладываются в три аномальные зоны, сходящиеся в южной части рудного поля и веером расходящиеся в северном направлении.

Восточная аномальная зона Сумульгинского проявления имеет размеры $25\text{--}100 \times 3700$ м и интенсивность от 40 до 3000 мкР/ч. В пределах зоны выявлены многочисленные мелкие тела и гнезда. Расположенное в северной части этой зоны Фестивальное рудное тело при бортовом содержании 0,04 % имеет мощность 0,7–1 м и протяженность 80 м. Опробованы два сечения, отстоящие друг от друга на расстоянии 2 м. В первом сечении на мощность 1 м задириковым опробованием установлены содержания урана 0,3365 %, бороздовым опробованием – 0,1433 %. По второму сечению на

мощность 0,8 м установлены содержания 0,0685 %. Здесь же в пределах ближних южных флангов выявлены гнезда $0,5 \times 2$ м с содержанием урана по минералогическому анализу до 0,1198–0,2612 % и средним содержанием по рентгеноспектральному анализу бороздовых проб – 0,031 %. В южной части Восточной аномальной зоны Сумульгинского проявления выявлено рудное тело 10×250 м с бортовым содержанием урана 0,04 % и максимальным содержанием урана 0,586 % (по гамма-спектрометрическим наблюдениям). На значительных отрезках аномальной зоны наблюдаются многочисленные гнезда и мелкие рудные тела размером до $2,5 \times 12$ м при бортовом содержании урана 0,010 % (по радиометру). Рудные тела отстоят друг от друга на расстоянии $0,5 \times 5$ м.

Центральная аномальная зона отстоит от Восточной зоны Сумульгинского проявления на 100 м и имеет размеры $25–100 \times 500$ м (по интенсивности от 40 до 2400 мкР/ч). В пределах зоны выявлены многочисленные мелкие тела с бортовым содержанием урана 0,01 %. Наиболее значительное рудное тело выявлено в средней части зоны и при бортовом содержании 0,03 % (по гамма-спектрометрическим наблюдениям) имеет размеры 5×100 м (по радиометру). Бороздовым опробованием здесь установлены на мощность 0,7 м содержания (%) урана – 0,146; тория – 0,0026; свинца – 0,0489. Урановые минералы, образующие вкрапленность и тонкие прожилки в рудных телах, представлены настураном, уранинитом, браннеритом, коффинитом, в зоне окисления соддиитом, уранофаном, торбернитом и остаточными чернями. Сопутствующими минералами являются молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, флюорит. Околорудные изменения выражены в альбитизации, окварцевании, серицитизации и сульфидизации пород. Содержания урана в рудных телах 0,13–0,88 %. В рудах установлены аномально высокие содержания молибдена (до 0,03 %), свинца (до 0,056 %), мышьяка (до 0,02 %), серебра (до 3 г/т). Спорадически отмечаются повышенные содержания меди, цинка, циркония, висмута, сурьмы, олова, иттрия.

Западная аномальная зона Сумульгинского проявления отстоит от Центральной зоны на 100–300 м и имеет размеры $10–15 \times 3000$ м (по интенсивности 40–400 мкР/ч). Здесь установлены рудные гнезда и мелкие рудные тела размером до 1×2 м с содержанием урана от 0,01 до 0,098 %. Перспективное. Рекомендуется проведение детальных оценочных работ. Прогнозные ресурсы урана по проявлению по категории P_2 – 17 тыс. т. Прогнозные ресурсы проявления совместно с флангами по категории P_2 оцениваются в 26,81 тыс. т.

Проявление Грозовое (II-4-2) расположено в верховьях верхних левых притоков р. Учал на восточном склоне Сумульгинского хребта. Размер рудного поля $0,2–0,3 \times 1$ км. Оруденение контролируется разломами высокопорядка северо-восточного простирания. Выделены две рудные зоны – верхняя и нижняя. Верхняя имеет размеры по изолинии 50 мкР/ч $400–500 \times 30–40$ м (в раздувах 80–100 м). Располагается она в экзоконтактовой зоне метасоматически измененных псевдосферолит-микрострофановых гранитов и проявлена в виде зоны пиритизации и осветления тонкозернистых песчаников и алевролитов. Размеры рудных тел при бортовом содержании урана 0,01 % достигают 1×12 м. В рудах содержания колеблются (%): урана – 0,013–0,042; тория – 0,0012–0,0058; калия – 6–8.

Нижняя рудная зона по изолинии 50 мкР/ч имеет размеры 6–80 × 50–600 м. Она контролируется пологопадающей зоной дробления и трещиноватости и проявляется в осветлении и пиритизации песчаников и пропилитизации габбро-диабазов. Мощность наблюдаемых рудных тел при бортовом содержании 0,01 % колеблется от 0,5 до 6 м, протяженность достигает 20 м. Содержания в рудах колеблются (%): урана – от 0,017–0,027 до 0,076; тория – 0,002–0,0031; калия – 2,7–3. Перспективно на выявление мелкого месторождения с прогнозными ресурсами урана по категории P_2 – 1,58 тыс. т.

Проявление Северо-Айрыкское (II-4-8) расположено в пределах Айрыкской аномальной зоны в бассейне р. Уймень. Сближенные зоны дробления и рассланцевания образуют структуру до 30–80 м и более, протяженностью более 1,4 км. Структура контролирует аномалию в порфиритах интенсивностью 40–305 мкР/ч на фоне 7–12 мкР/ч. Аномалия дробится на локальные зоны мощностью до 3–4 м. Канавой № 66 вскрыт отрезок Северо-Айрыкской аномалии мощностью 4,5 м, в пределах которого гамма-спектрометрическими наблюдениями выделено две рудных тела мощностью 0,6 и 0,8 м с содержанием более 0,01 % урана. Максимальное содержание урана по вскрытым рудным телам – 0,0177 %. Здесь же в делювиальной глыбе из шурфа 464 установлены содержания урана 0,053 %; тория – 0,0064 %. Заслуживает дальнейшего изучения как северный фланг Айрыкского проявления. Перспективен на выявление мелкого месторождения.

Проявление Гребешковое (II-4-12) расположено в пределах Айрыкской аномальной зоны в бассейне р. Уймень. Аномальная зона северо-западного простираения в дробленных, гематитизированных диабазов и афировых базальтах по интенсивности до 40–175 мкР/ч на фоне 9–15 мкР/ч имеет размеры 60 × 400 м. В т. н. 7787 выявлено рудное тело с содержанием урана более 0,01 %, размером 0,4 × 1,4 м. Гамма-спектроскопическими наблюдениями в эпицентре (175 мкР/ч) установлены содержания урана 0,0128 %; тория – 0,0068 %. Кроме того, рудное гнездо рамиером 0,1 × 0,1 м выявлено в т. н. 3026-3. Здесь рентгеноспектральным анализом установлено содержание урана 0,0108 %. Как самостоятельный объект неперспективно, однако может иметь важное значение при оценке перспектив Айрыкской аномальной зоны.

Проявление Айрыкское (II-4-7) расположено в бассейне р. Уймень. Рудное поле имеет размеры 0,6 × 1,7 км. Оно контролируется зоной крутопадающего субмеридионального разлома, проявленно в виде зон дробления, рассланцевания и милонитизации пород (порфиroidных базальтов, диабазов). В пределах рудного поля выявлены многочисленные аномалии (более 80) с радиоактивностью 40–1600 мкР/ч, образующие две аномальные зоны, отстоящие друг от друга на расстоянии 400 м. Восточная зона имеет размеры 80–100 × 850–1400 м, включает 1-е, 2-е, 3-рудные тела. Рудное тело № 1 расположено в северной части зоны и при интенсивности 100–600 мкР/ч имеет размеры 0,15 × 140 м. Оно опробовано в двух сечениях, отстоящих друг от друга на 30 м. В северной части тела в канаве 101 на интервале 0,3 м рентгеноспектральным анализом установлены содержания (%) урана – 0,0193; тория – 0,007; свинца – 0,0111. В бороздовой пробе 0,3 м рентгеноструктурным анализом установлены содержания (%) урана – 0,0302; тория – 0,0017; свинца – 0,0055. Максимальное содержание урана

установлено в эпицентре 400 мкР/ч, в т. н. 2136 — 0,067 % (по рентгеноспектральному анализу) и в т. н. 4012—0,107 % (по минералогическому анализу). Рудное тело № 2 расположено в 150 м южнее первого. Тело фиксируется по радиоактивности 100—1600 мкР/ч и имеет размеры 0,35—1 × 150 м. Максимальное содержание урана в эпицентре 1600 мкР/ч достигает 0,1825 % (по минералогическому анализу). В одном сечении на мощность 0,35 м гамма-спектрометрическими наблюдениями установлены средние содержания урана 0,036 %. Третье рудное тело находится южнее второго на 280 м и имеет размеры 1—6 × 230 м при радиоактивности 100—440 мкР/ч. Бороздовым опробованием на мощность 1,3 м установлены содержания урана 0,0356 % (по рентгеноспектральному анализу).

Западная аномальная зона имеет размеры 0,2—0,3 × 1,7 км и включает 4-е и 5-е рудные тела и многочисленные рудные гнезда. Четвертое рудное тело размером 1 × 8 м (оконтуренное по содержанию урана 0,01 %) вскрыто расчисткой. Максимальное содержание урана по гамма-спектрометрическим наблюдениям определено в 0,026 %, среднее 0,015 %. Пятое рудное тело вскрыто расчисткой № 42. Размеры его 1 × 16 м (по радиометру) при бортовом содержании урана 0,01 %. Бороздовым опробованием на отрезке 0,5 м установлены содержания (%) урана — 0,0276; тория — 0,036; свинца — 0,0215. Среднее содержание урана — 0,023 %. Отрезки Западной аномальной зоны наблюдались севернее пятого рудного тела в 70 м и 280 м. В 70 м в т. н. 10401-3 зона при интенсивности 60—250 мкР/ч имеет мощность 1,3 м, содержания урана в эпицентре 250 мкР/ч — 0,149 % (по рентгеноспектральному анализу). В 380 м в т. н. 2140-6 отрезок аномальной зоны интенсивностью 40—150 мкР/ч контролируется уступом высотой 2 м. Перспективное. Рекомендуется проведение детальных оценочных работ. Прогнозные ресурсы по категории P₂ оцениваются в 1,635 тыс. т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горный хрусталь. На площади листа известно 13 проявлений горного хрусталя, из которых наибольший интерес представляет Акбулакское проявление. Оно находится в нижнем течении левого притока р. Акбулак. Открыто в 1949 г. И. И. Щегловым и разведано в 1956 г. В. А. Мосуновым. Здесь три хрусталеносные кварцевые жилы северо-западного простирания секут дайку плагиогранит-порфиров среднедевонского возраста. Жилы достигают 80 м в длину, при мощности 0,2 м. Кристаллы пьезокварца длиной от 5 до 10 см имеют до 2—4 см в поперечнике. Из общей массы кристаллов (76 кг) в 1957 г. отобрано 5 кг плавки, а также 15—20 кондиционных кристаллов весом 1,6 кг с 5 % выходов моноблоков.

Флюорит. Установлен в виде жильных эпитермальных и грейзеновых проявлений кварц-флюоритового, карбонат-кварц-флюоритового, сульфидно-кварц-флюоритового типов. Наибольшее практическое значение имеют редкометалльно-флюоритовое грейзеновое Южно-Калгутинское месторождение и Каясское и Верхне-Арыджанское проявления.

Флюорит-вольфрамовое месторождение Южно-Калгутинское (IV-5-30) располагается на северо-западном окончании Сайлюгемского хребта, в 1,2 км южнее Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения. Оно локализуется в восточном контакте Калгутинского гранитного массива в линейной зоне минерализации субмеридионального простирания среди вмещающих вулканитов аксайского трахиандезит-дацит-риолитового субвулканического комплекса нижнего девона. Прослеженная длина зоны около 5 км. Жильная зона месторождения образована серией сложных кварцевых, флюорит-кварцевых, сидерит-кварцевых, кварц-баритовых жил невыдержанной мощности (от 0,2 до 15 м), окруженных кварцевыми штокверками, грейзенизированными породами и серицит-пирит-кварцевыми метасоматитами мощностью до 80 м [231].

Кварцево-жильная зона № 1 содержит наиболее богатое оруденение флюорита в местах раздувов, интенсивного брекчирования пород и многостадийного минералообразования, смещаясь к всеячому зальбанду. Наиболее распространенные текстуры руд: вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, брекчиевая, крустификационная. Флюорит образует прожилки, вкрапленность, гнезда и жилы. Главные рудные минералы: ферберит, пирит, халькопирит, халькозин, шеелит. Второстепенные и редкие минералы: гюбнерит, самородная медь, гематит, арсенопирит, блеклая руда, висмутин, сфалерит, галенит, молибденит, киноварь, самородное золото, ильменит, ильменорутит, брукит, пирротин, рутил, хромит, берилл. С глубиной происходит уменьшение содержания флюорита и сидерита. Флюоритовая минерализация кристаллизовалась при температурах 83–183 °С. Флюорит обогащен элементами иттриевой группы.

Проявление Сарасинское (I-2-22) находится на окраине с. Сараса. Разведывалось как «месторождение» в 1950–1951 гг. с помощью поверхностных горных выработок. На горизонте 60 м от поверхности пройдена короткая штольня [355]. В 1973 г. проведены поиски коренных источников свалов ртутных руд [447] и проведена переоценка флюоритовой минерализации. Флюоритовая и ртутная минерализация приурочена к субширотной зоне дробления и брекчирования верхнерифейских известняков, находящихся вблизи тектонических контактов с вулканогенными и терригенно-карбонатными образованиями онгудайской и терентьевской свит девона; здесь, как и в ртутных месторождениях лога Сухонький и лога Ночной, возможно выявления ртутного и флюоритового оруденения под блоками девонских пород западнее и южнее месторождения. Кроме общего благоприятного структурного положения данная перспективность подчеркивается наличием киновари в шлихах (до 100 зерен на шлик) и геохимических ореолов ртути ($n \times 10^{-4} \%$) и мышьяка ($n \times 10^{-3} \%$) на площади распространения блоков девонских пород.

По простиранию рудовмещающая зона прослежена на 150 м при мощности от первых до 32 м. В зоне интенсивно развита кальцитизация. С востока и юго-востока кальцитовые тела ограничены разрывными нарушениями. В меньшей степени известняки в зоне подвергнуты окварцеванию, но в местах скопления флюорита кальцитовая минерализация довольно часто подчинена кварцевой. Флюорит проявляется в сплошных массах в виде гнезд от нескольких сантиметров до 0,7 м, жил мощностью до 1 м, в виде мелких вкрапленников и друз. Минерализация неравномерная, но просле-

живается на всем протяжении зоны. Наиболее интенсивная минерализация прослежена на протяжении 60–80 м. Содержание фтористого кальция в руде колеблется от первых до 73 %. Среднее содержание флюорита в руде 17,3 % при средней мощности рудной зоны 8,6 м [355]. В 1973 г. перепробовано три сечения, при этом средние содержания фтористого кальция колеблются от 12,01 до 38,15 %, при мощности от 3,45 до 18,6 м. С промышленным содержанием руды обособлены в небольшом гнезде длиной 40 м.

Флюорит имеет преимущественно бледно-фиолетовую окраску, встречаются бледно-зеленые, белые разности. Очень редко встречаются мелкие (до 3 мм) прозрачные кристаллы. Часто в порах кристаллического флюорита содержится порошковатая киноварь. Содержание ртути в флюорите колеблется в пределах 0,002–0,007 %, достигая в отдельных случаях 0,03 %. Кроме того, флюорит содержит до 0,08 % окиси бария. Температура кристаллизации плавленого шпата 180–190 °С. По отношению к флюоритовой минерализации, ртутное оруденение является более поздним. На месторождении преобладают порошковатые разности киновари, выполняющих пустотки в кальците, кварце, флюорите, во вмещающих известняках, кварцитах. Содержание ртути низкое и превышает 0,03 %. Из рудных минералов также обнаружены пирит, марказит, ртутьсодержащие блеклые руды, сфалерит.

Перспективные запасы флюорита оценены в 30–40 тыс. т при условии распространения флюоритовой минерализации до 100 м ниже горизонта штольни [355]. До глубины 30 м (до горизонта штольни) запасы плавленого шпата оцениваются в 62 500 т руды и 23 140 т фтористого кальция [447].

В 1962 г. поисковые работы проведены Алтайской партией № 3 [301] на пьезооптическое сырье; положительных результатов не получено, из-за отсутствия кондиционных кристаллов.

По данным поисково-разведочных работ [444] Сарасинское проявление приурочено к широкой (от 100 до 350 м) зоне дизъюнктивных дислокаций широтного направления, насыщенной дайковыми телами кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров. Определяющим положение орудененной зоны дробления являются трещины с азимутом простирания 270–280° и северным падением (70–80°), гнездовые же выделения флюорита в зоне тяготеют к трещинам северо-восточного, юго-западного и северо-западного падения. В 100 м южнее западной зоны выделена вторая субпараллельная зона брекчирования известняков мощностью до 50 м с содержанием СаF₂ по спектральному анализу более 10 %. На восточном продолжении «зоны дизъюнктивных дислокаций» обломки брекчированных известняков и кварцевых порфиров с прожилками и мелкими гнездами флюорита установлены на протяжении более 3 км до руч. Сурьева, правого притока руч. Арбанакова. С данной зоной пространственно совпадают вторичные ореолы рассеяния флюорита (0,1–10 %), мышьяка (0,005–0,1 %) и сурьмы (до 0,01 %). Перспективы Сарасинского участка на флюорит остались до конца не выясненными. Необходима постановка горных работ [330].

Рудопроявление «Рудник» (I-2-30) (участок ключа Парамонова). Расположено в правом борту р. Сараса у пос. Рудник, в 300–400 м ниже устья руч. Петрова. Открыто в 1967 г. М. Н. Чурилыным. В геологическом строе-

нии участка принимают участие известняки и доломиты каянчинской свиты рифея, на которых несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения терентьевской свиты девона. Флюоритовая минерализация локализуется в субширотной зоне дробления известняков каянчинской свиты мощностью до 30 м и прослеженной протяженностью до 1,1 км. В восточной части зона расщепляется на две составные части субширотной и юго-восточной ориентировки. Западная граница ограничена долиной р. Сараса. Зона сопровождается окварцеванием, доломитизацией, оталькованием сланцев, каолинитизацией, отбеливанием пород и лимонитизацией.

Рудные флюоритовые тела, выявленные в зонах, по морфологии различные и представлены кварц-кальцит-флюоритовыми жилами, гнездово-вкрапленными кальцито-флюоритовыми телами и минерализованными участками. В западной части зоны пятью канавами, пройденными через 40–50 м, выявлено три жильных тела, возможно объединяющихся в одно. Жила № 1 не выдержана по мощности и по ориентировке падения (40–70°). Видимая мощность жилы 3,6 м, протяженность 20 м, возможно и более, содержание CaF_2 от 23 до 63 %, среднее 48 %. В западной части от нее ответвляется пологозалегающая жила № 3, характеризующаяся средним содержанием CaF_2 – 48,5 %. Жила № 2 вскрыта в 80 м восточнее первой и возможно является ее продолжением. Протяженность 3,5 м, содержание CaF_2 от 16,3 до 32,3 %, среднее 28 %. Все отмеченные рудные тела в той или иной степени имеют выраженную зональность. По зальбандам жил – темно-серый метасоматический кварцит с тонкой рассеянной вкрапленностью фиолетового флюорита, мощность кварцитов от 0,2 до 1,3 м. В средней части, в раздувах от 1 до 3 м, преобладает плавиковый шпат фиолетового и зеленого цвета, мелкозернистый, с полосчатой текстурой. Кальцит в виде вытянутых гнезд тяготеет к кварцитам. За пределами выделяющихся флюоритовых тел содержание CaF_2 хотя и снижается, но не исчезает. На восточном продолжении зоны в 150 м от жилы № 2 наблюдаются жилы кварцитов мощностью 3,5 м и протяженностью 120 м, а ниже их по склону отмечаются делювиальные обломки кварцитов с гнездами (до 2 × 3 см) светло-фиолетового и бесцветного флюорита. Еще далее в 500 м от жилы выявлен выход (2 × 2 м) флюоритоносного тела в виде вкрапленности в дробленных и гидротермально измененных породах с содержанием CaF_2 до 30 %. В 250 м юго-восточнее данного тела в пределах зоны найдены обломки гидротермально измененных пород с вкрапленностью флюорита и киновари(?). В 200 м южнее жилы № 2 выявлен выход флюоритовой жилы мощностью 1,2 м и содержанием CaF_2 до 70–80 %. Здесь же мощная (до 40 м) зона диккитизации.

Учитывая, что флюоритовые рудные тела находятся в зоне тектонического дробления рифейских пород вблизи их границ с девонскими породами, можно считать, что толщи последних являются экранирующими. Поэтому особенно интересным представляются участки на продолжении минерализованных зон, которые к западу в русле р. Сарасы перекрыты девонскими отложениями, а также и под девонскими отложениями в местах их структурных перегибов [330].

Л. Л. Зейферт [330] на основании изучения флюоритового оруденения делает вывод, что флюоритоносные зоны в целом имеют субширотное про-

стирание и обогащены флюоритом вблизи восточной окраины Сарасинского грабена. Можно предполагать, что именно здесь под экраном девонских отложений, по аналогии с ртутным оруденением, имеются более крупные и промышленно-ценные флюоритовые залежи «стратиформного» типа.

Проявление Каяское (II-3-6) находится в верховьях р. Каяс, левого притока р. Кубы. Флюоритовая минерализация распространена в жильных зонах, жилах кварц-флюоритового состава мощностью до 1,5 м и протяженностью 80–450 м. Зоны и жилы локализуются в песчаниках. Содержание фтористого кальция 53–79 %, свинца – 1,5–3 %. Ширина зоны оплавления до 20 м. Вертикальный размах оруденения около 500 м. По четырем телам определены прогнозные ресурсы флюорита 700 тыс. т. Оруденение относится к эпитермальной флюоритовой формации.

Кроме жильного, на проявлении Каяс отмечено и стратиформное оруденение флюорита [91]. На последнем значительную роль играют сульфиды: галенит и сфалерит, а также гематит. Стратиформный метасоматический тип флюоритового оруденения здесь отмечен в известняках баратальской свиты. Масштабы его не изучены.

Месторождение Верхне-Арыджанское (III-5-30) приурочено к массивным кристаллическим известнякам баратальской серии вблизи их контакта с телами метасоматических кварцитов, залечивающих Арыджанскую тектоническую зону. Флюоритовое оруденение представлено тремя разобщенными рудными телами неправильной формы, расположенными узкой полосой вблизи юго-западных контактов метасоматических кварцитов.

Рудное тело № 1 является наиболее крупным. Оно объединяет 13 неправильных по форме гнезд. Размеры гнезд в плане колеблются от $2 \times 1,5$ до 35×15 м. Наиболее распространенным типом руд является гнездово-вкрапленный и мелкопрожилковый. Реже отмечаются массивные руды брекчиевой текстуры. Сульфидная минерализация представлена вкрапленностью пирита, халькопирита. Содержание флюорита варьирует от 0,08 до 83,12 %. Концентрации меди не превышают 0,29 %.

Рудное тело № 2 представлено рядом овальных гнезд окварцованных известняков и кварцитов с вкрапленностью флюорита размерами до 8×5 или 12×5 м, расположенных на расстоянии от 2 до 5 м друг от друга. Группа гнезд образует цепочку, вытянутую в северо-западном направлении на 85 м при ширине 15–20 м. Содержание флюорита от 5 до 40 %, меди до 0,1 %.

Рудное тело № 3 состоит из двух линейно-вытянутых гнезд размером 25×5 и 30×12 м. Количество флюорита в руде достигает 25–30 %. Оруденение флюорита относится к эпитермальной флюоритовой формации.

Запасы категории C_2 на глубину 45–50 м оцениваются в 231 тыс. т руды и 57 тыс. т флюорита при среднем содержании флюорита в рудах 22–28 %.

Месторождение Кызыл-Чинское (III-5-47) описано выше, при характеристике минерализации свинца и цинка. Здесь кратко охарактеризуем флюоритовую минерализацию. Последняя развита в пределах рудной зоны № 1. Горными работами с поверхности зона интенсивной флюоритовой минерализации кварцитов мощностью 15–20 м вскрыта в лежачем и висячем боках полиметаллических рудных тел на восточном фланге рудной зоны № 1. На горизонте штольни № 1 мощность ее составляет более 50 м. С поверхности по многочисленным делювиальным свалам обломков и глыб (до

1 м) интенсивно флюоритизированных кварцитов, барит-флюоритовых и существенно флюоритовых пород плавиковошпатовая минерализация прослежена по простиранию на 600 м. Содержание фтористого кальция в рудах достигает 32,14 %. Прогнозные ресурсы плавикового шпата составили 216 тыс. т. Оруденение относится к эпитермальной флюорит-полиметаллической формации.

Проявление Сильковское (I-3-7) расположено в правом борту р. Чоя, в 7 км к югу от с. Чоя. Флюоритовая минерализация приурочена к жильной зоне, локализованной в контакте гранитоидов с дайкой диоритовых порфиритов. Длина по простиранию зоны 50 м, мощность от 2 до 3,5 м. Флюорит в зоне образует пять линзовидных тел мощностью от 10 до 50 см. Преобладающая генерация флюорита предстала фиолетовой разностью, образующей вкрапленность (1–8 мм), гнезда 1,5 см. Вторая генерация образует полупрозрачные разности и дает гнезда размерами до 15–20 см. В кварце присутствует вкрапленность галенита, реже халькопирита.

Проявление Корчугановское (I-3-29) расположено в левом борту р. Саракокши, напротив устья р. Каракокши. Флюоритовая минерализация локализована в зоне дробления субмеридиональной ориентировки мощностью 3 м и протяженностью до 140 м. Зона расположена в гранит-порфирах. Кварц и флюорит слагают цемент брекчий и обособленные жилы и линзы мощностью до 1 м. Флюорит локализуется в трех линзах мощностью от 3 см до 1 м и протяженностью 1,7–10 м. Отмечаются полупрозрачные и прозрачные разности размерами до 1,5 × 2 и 5 см.

Проявление Янтерекское (III-5-22) расположено в центральной части поискового участка Янтерек среди известняков верхней подсвиты тыдтуяркской свиты в ядерной части синклинали складки. На участке выделяются пачки известняков с прослоями кремней, мраморизованных и брекчированных известняков, при этом последние залегают висячем боку жильной зоны. Породы смяты в субширотную синклинали складку с пологим (10–30°) южным крылом, крутым (40–75°) северным крылом с шарниром, погружающимся под углом 55–65° в восточном направлении. В зоне отслоения, образовавшейся в ядре складки, локализована серия седловидных кварцевых и кварцево-флюоритовых жил, сопровождаемых линейными штокверками аналогичного состава. Здесь же встречены седловидные тела метасоматических кварцитов с многочисленными пустотами выщелачивания и кристаллами пирита, замещенного лимонитом.

Зона минерализации прослежена по простиранию на 250 м, вскрыта канавами в северо-западной части через 70–40 м, в юго-восточной части опробована в обнажениях через 10–20 м. Максимальная мощность минерализованной зоны, составляющая 40 м, приурочена к ядру синклинали. На крыльях мощность зоны постепенно уменьшается и выклинивается в 200 м от ядра складки. Наблюдается оруденение двух типов: киноварь-тетраэдритовой в кварцевых жилах и флюоритовое в виде кварц-флюоритовых залежей. Выявлено шесть залежей протяженностью 50–260 м, мощность их изменяется от 0,1 до 3,5 м, раздувы зон приурочены к седловидным изгибам. Падение зон пологое (12–40°), согласное с направлением падения слоистости известняков. Зоны сложены молочно-белым и серым кварцем массивной или полосчатой текстуры и содержат убогую вкрапленность халь-

костибита, тетраэдрита, цинкинита, халькопирита, халькозина, шеелита, киновари, вторичных минералов меди. Содержание рудных минералов обычно не превышает 1 %, в наиболее обогащенных интервалах достигает 5 %. Химический состав руд многокомпонентный, с низкими содержаниями меди – 0,002–0,1 %, сурьмы – 0,002–0,3 %, серебра – 0,1–70 г/т, свинца – 0,001–0,1 %, мышьяка – 0,01–0,03 %, золота – 0,003–0,7 г/т, вольфрама – до 0,01–0,1 %, фтористого кальция – 0,1–3 %. Медно-сурьмяное отношение составляет 0,4, что обусловлено преобладанием более сурьмянистого халькостибита над тетраэдритом. В целом рудная минерализация в минерализованных зонах развита слабо и является поисковым признаком для обнаружения кварц-сульфосольных золото-серебряных руд.

Главную ценность проявления составляют флюоритовые руды, представленные кварц-флюоритовыми залежами и штокверками. Выявлено пять кварц-флюоритовых залежей, одна из которых детально изучена в обнажениях и горных выработках. Протяженность залежей не превышает 130 м, мощность варьирует от 0,1 до 58,2 м. Кварц-флюоритовые залежи развиты в тесной ассоциации с сульфосольно-кварцевыми, образующими внешнюю кварцевую оторочку у флюоритовых залежей седловидной и линзовидной морфологии. Залегание залежей пологое, падение в северо-восточном направлении под углом 12–65°.

Кварц-флюоритовые штокверки сопровождают залежи и наращивают их по мощности и по простираанию, развиты в катаклазированных известняках, содержащих мелкую рассеянную вкрапленность пирита. Насыщенность штокверка прожилками составляет 10–30 жилок на метр мощности. Мощность штокверка от 0,5 до 6,4 м, мощность отдельных прожилков 0,1–5 см.

Руды сложены молочно-белым, реже серым кварцем (30–85 %), и бесцветным, бледно окрашенным медовым и фиолетовым флюоритом, составляющим 15–70 % от объема залежей. В этих минералах распылена мелкая вкрапленность идиоморфных кристаллов пирита, реже арсенопирита. Флюорит развит в тесной ассоциации с кварцем, образуя вкрапленность, гнезда и прожилки с размером вкрапленников 0,3–2 см, гнезд – 5–10 см. Линейно-ориентированная вкрапленность линзовидных зерен флюорита часто образует линзовидно-полосчатую текстуру флюоритовых руд.

Выделяются три парагенетические ассоциации (стадии) последовательности формирования рудной минерализации: 1 – пирит-кварцевая; 2 – кварц-сульфосольная с киноварью; 3 – кварц-флюоритовая. Первая ассоциация представлена локально окварцованными известняками с вкрапленностью пирита, вторая и третья ассоциации распространены более широко и сложены залежами и штокверками соответствующего состава. С кварц-сульфосольной ассоциацией связаны аномальные содержания золота и серебра, она имеет сурьмяную специализацию. Кварц-флюоритовая ассоциация обогащена фтором и практически стерильна (за исключением мышьяка) в отношении металлов, типичных для второй стадии. Проявление относится к кварц-флюоритовому минеральному типу малосульфидно-флюоритовой формации. Содержание фтористого кальция в гидротермальных образованиях варьирует в широких пределах: в штокверках – от 1–8 до 20 %, в залежах – от 12,9 до 39,11 %. По результатам опробования при бортовом содержании фтористого кальция 10 % выделено пять рудных тел.

Главное рудное тело линзообразной формы имеет протяженность 130 м, мощность тела от 1,5 до 5,82 м, средняя 3,74 м. Содержание фтористого кальция в рудном теле колеблется от 17,74 до 33,9 %, средневзвешенное — 22,5 %. Оруденение носит эшелонированный характер, на глубине предполагается серия флюоритовых тел, часть которых выходит на поверхность на Янтерекском и Западно-Янтерекском проявлении. В общей сложности можно предположить до десяти флюоритовых тел, аналогичных рудному телу № 1. Прогнозные ресурсы составляют: P_1 — 35 тыс. т, P_2 — 200 тыс. т. Участок входит в площадь рудного узла, на котором рекомендовано проведение дальнейших посковых работ при попутной оценке флюоритового оруденения [317].

Флюоритовая минерализация имеет стратиформный характер и развита на Арыджанском и Янтерекском участках в виде согласных тел, образовавшихся метасоматическим путем, о чем свидетельствуют характер залегания рудных залежей и текстурно-структурные особенности руд. При этом вначале на участках развития известняков происходило образование кварцитов, а затем отложение кварцевых и флюоритовых агрегатов, имеющих часто полосчатое строение вплоть до образования «бурундучных» руд.

Барит. Баритовые проявления в Горном Алтае многочисленны и представлены гидротермальным жильным типом баритовых и барит-полиметаллических проявлений. Собственно баритовых проявлений известно три. По возрасту оруденения, барит формировался в герцинский и мезозойский этапы. Мезозойские проявления и месторождения барита входят в состав комплексных руд эпигенетических месторождений флюорит-полиметаллического состава и описаны в разделе «Флюорит», а также в составе эпигенетических ртутно-серебряных проявлений Коксаир, Отсалар и отражены в разделе «Серебро». Отмечаются жилы и прожилки барита в ртутных проявлениях, тяготеющих к Чарышско-Теректинскому разлому (рек Ергол, Березовка, Тургун-Су и др.).

Герцинские гидротермальные жильные проявления барита обнаруживают связь с субвулканическим медно-золото-порфировым и эпигенетическим золото-серебряным оруденением. В пределах Чуринского золото-рудного узла площадь распространения обломков, глыб (от 20 до 50 см в размере) и шлиховых ореолов барита составляет более 110 км² (реки Коно, Иогач, Пыжа, Чуря, Уймень, Сороту, Кочан). Изучены они недостаточно.

Проявление Сороту (I-4-18) расположено в правом борту одноименной речки (левый приток р. Пыжа). Здесь описаны две жилы, локализующиеся среди трахиандезитовых порфиров и трахириолит-порфиров саганской свиты (D_2). Жилы обнаруживают тесную пространственную связь с субвулканическими дайками сиенит-порфиров. Жилы имеют мощность от 1 до 13 м и протяженность от 30 до 140 м. Сложены они крупнокристаллическим баритом, местами с кварцем и кальцитом. Нередко в жилах отмечается вкрапленность галенита и халькопирита. Барит светло-серого цвета с желтоватым оттенком, крупнокристаллический. Качество барита не изучено.

Проявление Чуринское (I-4-14) расположено в 450 м от вершины горы Чури к западу. Здесь несколько баритовых и кварц-баритовых жил мощностью от 1 до 3,5 м и протяженностью от 100 до 1000 м приурочены к зоне

разлома северо-восточного простирания. Рудоконтролирующий разлом является внешней дуговой зоной, окаймляющей по периферии Чуринскую вулкано-тектоническую ринг-структуру. Жилы и зоны минерализации локализируются среди андезитовых порфиритов тюрегечской свиты нижнего–среднего девона. Барит крупнокристаллический белого цвета, а в зальбандах часто пересечен прожилками кварца мощностью до 1 см. К кварцу тяготеют хлорит и вкрапленность галенита, халькопирита. Содержание меди от 0,05 до 0,5 %, свинца – от 0,1 до 0,8 %. Качество барита не изучено.

Проявление Тарское (IV-5-14) находится на левом борту долины руч. Тара, в 2,6 км от высоты 3319,7 м по азимуту 238°. Баритовая жила залегает согласно в красновато-бурых песчаниках. Мощность жилы 5 м. Спектральным анализом установлено содержание бария более 30 %, стронция – 10 %. Химическим анализом установлено содержание $BaSO_4$ – 90,88 %. Центральная часть жилы отличается сравнительной чистотой состава, сложена мелкокристаллическим баритом белой и светло-серой окраски, без видимых посторонних примесей. В приконтактных участках материал жилы обогащен карбонатами и кварцем, изредка наблюдаются чешуйки и гнезда гематита. По развалам жила просматривается до 50 м.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Силлиманит. Силлиманитовое сырье связано с процессами становления метаморфических комплексов, относящихся к силлиманитовой фации метаморфизма высокоглиноземистых метапелитовых толщ. Проявления силлиманита известны на Ильдугемском, Чулышманском, Кызылтуринском и Курайском участках. Наиболее изучены два последних.

Проявления силлиманита Кызылтуринское и Курайское (III-4-8) находятся в правобережье р. Кубадру и приурочены к полю развития силлиманитоносных биотитовых гнейсов. Проявления сближены, и на них выделено 12 обогащенных силлиманитом тел с площадью развития 500×15 – 1200×300 м при среднем содержании силлиманита 12–22 %. Рудные тела подчинены северо-северо-западному простиранию основных структур района. В породах кроме силлиманита (тонкоигольчатого, игольчатого, пластинчатого) присутствуют (%): кварц (34–54), биотит (33–88), полевые шпаты (6), магнетит (1–7). Средний химический состав рудных тел (%): Al_2O_3 – 18; SiO_2 – 64; MgO – 2,8; CaO – 1,2; Fe_2O_3 – 6. Попытки обогащения пород не дали положительных результатов.

Кианит. Проявление Чаустиновское (I-2-38) расположено в левобережной части долины р. Катунь, в районе р. Чауста. Рудовмещающими породами являются амфиболиты эпидотизированные, тонко импрегнированные пиритом и по трещинам покрытые налетами оксидов железа, а иногда и меди. Также иногда пиритизированы и двуслюдяные сланцы, при выветривании переходящие в оттененные, тонкопористые, неравномерно окрашенные водными окислами породы, напоминающие березиты.

Дистен образует в большинстве случаев крупные призматической и реже неправильной формы зерна – порфириобласты. Преобладают зерна с раз-

мерами от $2,5 \times 10$ до $3,5 \times 12$ мм. Изредка встречаются кристаллы до 5 см длины, а также мелкие ($0,3 \times 1$ мм), обнаруживаемые только в шлифах. Индивиды обычно имеют беспорядочное расположение, реже вытянуты по сланцеватости гнейсов. Зерна почти всегда пронизаны сыпью тонких зернышек рудного минерала, иногда в различной степени замещены серицитом, нередко нацело. Рудный минерал – титаномагнетит – широко развит в дистеновых гнейсах (до 20 % объема). Входит в состав основной ткани гнейсов, а также образует включения в дистене, ставролите и других минералах. Размеры зерен от $0,02 \times 0,02$ до $1,5 \times 3$ мм. Дистеновые и ставролитодистеновые сланцы участка IV резко отличаются от других гнейсов грубозернистой структурой и массивной текстурой. Они сложены крупными зернами плагиоклаза и дистена (иногда также ставролита), плотно соприкасающимися друг с другом или разделенными участками, сложенными мелкозернистым чешуйчатым агрегатом из мусковита, плагиоклаза, дистена, титаномагнетита, кварца и хлорита. Содержание дистена – 27 %, титаномагнетита – 12 %, на отдельных участках – до 15–20 %. Дистен представлен кристаллами длиной в 1–2 см, реже до 5–10 см, а также более мелкими (до 0,25 мм). Зернышки титаномагнетита часто приурочиваются к трещинам спайности и отдельности дистена, что свидетельствует о более позднем его происхождении. Ставролит также является более поздним и иногда замещает дистен. Он образует неправильные зерна размером от $0,35 \times 0,4$ м до $0,5 \times 1,2$ мм. Размеры зерен титаномагнетита от 0,003 до 1–2 мм. Форма зерен неправильная, иногда пластинчатая, образуют включения во всех минералах гнейсов.

На участке IV встречаются обломки дымчатого и серого кварца, последний с включениями чешуйчатых агрегатов талька. В виде сплошных агрегатов тальк обнаружен в контакте с амфиболитом в обломках жильного кварца на площади IV участка.

Общие запасы проявления по двум телам дистеновых гнейсов (I, II) до глубины 30 и 50 м составляют: сырья – 62,5 тыс. т, со средним содержанием дистена 29 %, дистенового концентрата (85 %) – 21,7 тыс. т. Возможен значительный прирост запасов.

По рудным залежам I, II, III сделан подсчет запасов кианита. Общие запасы рудного компонента оценены в 33,28 тыс. т, из которых 90 % сосредоточены в залежи I [426].

Большинство названных минералов в виде включений присутствуют в кристаллах кианита. Химическим анализом кристаллов кианита, выделенных из гнейсов залежи II, определено содержание (%): SiO_2 – 32,51; TiO_2 – 1,48; Al_2O_3 – 46,45; Fe_2O_3 – 10,46; FeO – 2,44; MnO – 0,07; CaO – 1,63; MgO – 0,54; Na_2O – 2,74 и K_2O – 2,30.

Волластонит. В районе известно два месторождения волластонита – Синюхинское, Айское и три проявления – Актуринское, Верхне-Аккаинское, Устюбинское – преимущественно скарнового типа.

Месторождения и проявления волластонита относятся к комплексным волластонитсодержащим золото-медно-скарновым объектам. Некоторые знаки проявления волластонита относятся к золото-редкометалльным скарнам с оруденением олова, вольфрама, золота (реки Саратан, Башкауc).

Месторождение Синюхинское (I-3-10) является наиболее крупным. В его пределах волластонит распространен на участках: Первом Рудном, Рудной Сопке, Ыныргинском, Полушахтном, Новом, Нижнем, Тушкенекском, Западном, располагающихся в контуре горного отвода Рудника Веселый. Скарновые залежи образовались по известковистым породам вулканогенно-осадочной усучской свиты, претерпевшим контактовый метаморфизм и метасоматоз в пространственной связи с Синюхинским гранитоидным массивом. Скарны инфильтрационного типа и контролируются зонами трещиноватости и роями даек. За пределами горного отвода волластонит встречается на ряде скарновых проявлений к западу и к югу. Волластонит в пироксен-гранатовых, гранат-волластонитовых скарнах образует прожилки, гнезда, линзы и залежи мощностью от 0,5 до 55 м. Протяженность волластонитовых тел по падению и простиранию от нескольких десятков до нескольких сот метров. Содержание волластонита в руде составляет 50–75 %, сопутствующие минералы представлены гранатом-гроссуляром (25–50 %), кварцем и кальцитом (5–7 %).

Качество волластонита (белизна, морфология кристаллов, химический состав) высокое, он имеет снежно-белый цвет, длину кристаллов от 3–10 мм, имеет показатели титана, железа, марганца, серы, фосфора в пределах стандартов. В Государственном балансе по участку Новый числятся 114 тыс. т волластонита категории С₂.

Месторождение волластонита Айское (I-2-2) располагается в Алтайском районе в правом борту руч. Инвалидный (в 1,5 км от пос. Ая к западу). Месторождение открыто Л. К. Захаровым в 1973 г. при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 [328]. Оно приурочено к пологому северному экзоконтакту Айского массива усть-беловского комплекса. В контакте с габброидами первой фазы установлены волластонитсодержащие эндо- и экзоскарны. Вмещающие породы представлены известняками каимской свиты. Скарновые залежи (мощностью до 70 м) представлены пироксен-гранатовыми, геденбергит-волластонитовыми, гранат-волластонитовыми, волластонитовыми разностями. Волластонит месторождения обладает высоким качеством и по своим свойствам близок к волластонитам Синюхинского, Чойского, Ульменского месторождений. Химический состав минерала (%): SiO₂ – 51,64; TiO₂ – 0,11; Al₂O₃ – 0,85; Fe₂O₃ – 0,74; MnO – 0,17; MgO – 1,00; Na₂O – 0,10; K₂O – 0,05; P₂O₅ – н/обн.; H₂O – 0,07; ппп. – 0,60; сумма – 100,32.

В результате проведенных в 1995–1996 гг. поисковых работ установлено, что на Восточном участке месторождения гранат-волластонитовые, геденбергит-волластонитовые и реже мономинеральные волластонитовые скарны образуют линзовидные залежи мощностью от 2,5 до 8,8 м. Содержание волластонита в скарнах варьирует от 50 до 85 %. С учетом параметров (длина 60 м, средняя мощность 5 м, среднее содержание волластонита 60 %, подвеска на глубину 50 м) запасы руды составляют 45 000 т. Запасы волластонита 27 000 т.

На Западном участке протяженность скарновой залежи 50 м, средняя мощность 2 м, среднее содержание волластонита 47 %. Запасы волластонита при подвеске на глубину 25 м составят 1175 т.

Таким образом, общие запасы (прогнозные ресурсы волластонита категории P₁) по обоим участкам составят: 45 000 + 1175 = 46 175 т.

Проявления Актуринское (III-4-40) и Верхне-Аккаинское (III-5-35) приурочены к контактам интрузивов и даек топольнинского комплекса (D₂). На Верхне-Аккаинском проявлении предполагается на глубине наличие нескрытых тел гранитоидов в области развития густого роя даек. Скарны сформировались по известнякам баратальской и арыджанской свит. Мощность скарновых тел 3–12 м, протяженность 200 – 1000 м. Содержания волластонита 30 – 90 %. Качество волластонита высокое.

Проявление Устюбинское (I-2-12) располагается в 0,5 км к северу от контакта с Тавдушинским гранитным массивом в правом борту р. Устюба. Здесь среди перемятых, а местами и дробленых мраморов темно-серой окраски наблюдаются гнезда (2 × 5 см), прожилки (0,5 до 3 см) волластонита. Радиально-лучистые агрегаты и кристаллы волластонита образуют прослойки толщиной до 10 см, согласные со слоистостью пород. Насыщенность волластонитовыми образованиями варьирует от 10 до 80 %. По разрезу скопления волластонита отмечены через 20–30 м. В левом борту р. Талдушки отмечены звездчатые и радиально-лучистые выделения волластонита и тремолита в виде гнезд среди мраморов каянчинской свиты. В доломитах наряду с волластонитом отмечаются гиперстен и диопсид. Ввиду отсутствия явной связи волластонита Устюбинского проявления с контактовой зоной гранитного интрузива можно ожидать здесь иной, более перспективный по запасам метаморфогенный тип месторождений.

Асбест. В районе известно два месторождения и пять проявлений хризотил-асбеста хризотил-асбестовой апогипербазитовой формации.

Месторождение Батунское (III-2-18) расположено на водоразделе рек Кривой Окол и кл. Воровский на в. о. 1915,0 м. Оно связано вьючной тропой с поселками на правом берегу р. Катунь. Участок сложен породами баратальской свиты, представленными кремнистыми и кремнисто-сланцевыми сланцами, рассланцованными и массивными зеленокаменными эффузивами основного состава и кварцитами. Среди них залегает ряд мелких массивов рассланцованных серпентинитов. Асбестовая минерализация приурочена к северному массиву, размеры которого 230–240 × 100–110 м. Массив вытянут в северо-северо-западном направлении. Асбест содержится почти в каждом склоне змеевика и встречается в виде примазок и притертой по плоскостям рассланцевания. Редко встречаются невыдержанные по простираению прожилки мощностью до 2 см. По В. И. Лаврентьеву [373], наиболее богата асбестом центральная часть массива размером 100 × 50 м. Минерализация представлена продольноволокнистым хризотил-асбестом. Обычная длина волокна 10–15 см, изредка 30–40 см. Волокно эластичное, хорошего качества. Содержание асбеста в серпентинитах быстро уменьшается с глубиной. Максимальные запасы волокна 1600 т при среднем выходе 33 кг на 1 м³ породы.

Месторождение Казнахтинское (III-3-25) находится в приводораздельной части Терехтинского хребта в верховьях р. Кызыл-Уюк, правого притока р. Казнахта. Открыто Ф. Н. Астафьевым в 1895 г. В период с 1905 по 1909 г. Южно-Алтайским асбестовым товариществом было добыто 100 пудов асбеста высокого качества. Минерализация хризотил-асбеста связана с Казнахтинским серпентинитовым массивом, локализованным в зоне Ча-

рышко-Терехтинского разлома. В северо-западной части тела серпентинитов обнаружены три субпараллельные зоны, заключающие серии кулисообразно расположенных жилок хризотил-асбеста. Зоны, как и отдельные жилки, согласны северо-западному контакту массива. Ширина полосы серпентинитов, включающих асбестовые зоны, 35–60 м; мощность отдельных зон 0,2–1 м, прослеженная длина от 50 до 200 м. Насыщенность асбестом различная. В наиболее протяженной зоне общая мощность жилок может достигать половины ее мощности. Асбест поперечноволоконистый, серый с зеленоватым отливом и шелковистым блеском. Длина волокна составляет 3–5 мм, редко достигая 20–40 мм. Испытания хризотил-асбеста показывают его высокую прочность, эластичность и расщепляемость. Выход волокна достигает 40 %. Запасы хризотил-асбеста на участке на глубину, составляющую 1/4 их длины, оцениваются в 2600 т.

Проявление Карамешское (II-5-9) находится в правом притоке р. Карамеш. В русле ручья обнажены серпентиниты, содержащие зону выветрелых серпентинизированных пород с прожилками продольно-поперечного хризотил-асбеста. Местами сеть прожилков очень густая. Визуально содержание асбеста в породе достигает 10–50 %. Мощность зоны 15–20 м, простирание 60°. По простиранию прослеживается на 150 м. Ситовым анализом одной пробы асбеста установлено наличие в породе волокон 1–7 сортов. Из 10,5 кг пробы получен выход асбеста по сортам: сорт 1 – 0,6 г (0,065 %); сорт 2 – 0,8 г (0,07 %); сорт 3 – 2,49 г (0,023 %); сорт 4 – нет; сорт 5 – 7,2 г (0,068 %); сорт 6 – 34,4 г (0,33 %); сорт 7 – 530,3 г (5,05 %). Асбестовая пыль – 940 г. Выход волокна до 7-го сорта составляет 0,433 %. Общее содержание асбеста в породе 5,48 %.

Мусковит. Известно три проявления мусковита. Основным генетическим типом мусковитоносных тел являются пегматиты, переходные от глубинных к среднеглубинным. Материнскими для мусковитовых пегматитов являются интрузивные тела гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, мигматитов, гнейсов. В Республике Алтай известны два пояса мусковитовых пегматитов: Чулышманский и Южно-Чуйских Альп.

В Чулышманском поясе установлено несколько полей мусковитовых пегматитов. Располагаются они в глубоко метаморфизованных толщах, представленных мигматизированными породами, гнейсами, биотитовыми и другими кристаллическими сланцами.

В пределах листа известны два мелких месторождения и четыре проявления мусковита.

Месторождение Тонгулакское (III-4-7) располагается в верховьях р. Тонгулак. Пегматитовая жила № 4 с подсчитанными запасами мусковита-сырца по категории C_2 – 46,5 т [293]. Чуть севернее находится пегматитовая жила №2/54 длиной 70 м, мощностью 12 м, аз. 285°, угол падения 5–20° ЮЗ. Вскрыта пятью канавами. Жила состоит из кварца, полевого шпата, мусковита, присутствуют гранат, турмалин. В лежащем боку жилы гнездовой кварц-мусковитовый комплекс с кондиционной слюдой крупногнездового сложения. Размеры промышленного блока: длина 42,5 м, мощность 6,4 м, высота 10,6 м. Запасы мусковита-сырца 2,4 т.

Месторождение Кокши (I-4-20) находится в верховьях одноименного ручья. Мусковит установлен в семи пегматитовых жилах в экзоконтакте

додевонских плагиогранитов. Жила пегматита № 1 мощностью 11,5 м прослежена на 205 м. Простираение жилы СЗ 315°, падение СВ 44°. Мусковит распределяется неравномерно, По качеству преобладают II и III сорт. Запасы мусковита-сырца 9,13 т. Жила пегматита № 14 средней мощностью 7,5 м прослежена на 95 м. Простираение СЗ 306°, падение СВ 40°. Запасы мусковита-сырца II сорта составляют 12,7 т. Запасы забалансовые. Пять жил пегматита мощностью 6–15 м прослежены на 40–60 м. Мусковит низкого качества, трещиноватый, при расколе весь переходит в скрап. Вмещающими являются биотитовые сланцы и гнейсы. Кроме полевого шпата, в составе пегматита присутствуют кварц, мусковит, гранат, биотит. В жиле № 14 спектральным анализом установлены следы свинца, цинка, молибдена, никеля, галлия.

Тальк. Известны два проявления талька. Проявление Краскова (I-2-42) находится в верховьях ручья Краскова, правого притока Устюбы. Среди отложений каянчинской свиты наблюдаются тела, сложенные серпентинитами, лиственитами, магнезитами, талькитами и тальковым камнем.

Проявление Узун-Карасу (I-5-15) расположено на водоразделе рек Узун-Кара-Су и истоков р. Кыга. Оно приурочено к северному тектоническому контакту Карагольского массива серпентинитов, где на протяжении 100 м (при ширине 30 м) прослеживается полоса северо-западного простираения оталькованных серпентинитов. Ввиду плохого качества талька (загрязненности его серпентинитом) указанное рудопроявление практического интереса не представляет.

Графит присутствует в рудах месторождения Катунское (I-2-41), расположенного на левом берегу р. Катунь, западнее пос. Усть-Муны. Графит распространен среди метаморфизованных образований эдиганской и каянчинской свит (в районе рек Антроп, Катунь, Устюба). Месторождение открыто в 1959 г. и предварительно оценено.

Графитовая залежь представляет собой близкое к вертикальному линейно-вытянутое тело мощностью 10–20 м, залегающее согласно с вмещающими породами. Горными выработками и по обнажениям залежь прослежена по простираению на 1,8 км. Выклинивания руд в юго-западном направлении не установлено. Вмещающая толща сложена кварцитами, известняками, кварц-карбонатными сланцами каянчинской свиты. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев кварца, карбонатов и графита. В меньшем количестве отмечаются амфиболы, пирит, хлорит, серицит, лимонит и глинистые минералы. Графит представлен чешуйками и пластинками размером 0,07–0,15 мм и образует неравномерную тонкую вкрапленность и скопления в виде гнезд размером до нескольких сантиметров. Содержание углерода в руде изменяется от 0,16 до 6,16 % (среднее 3,12 %). Флотация дает концентрат с содержанием углерода 76,5–78,2 % при извлечении 60–62 % и выходе 1,33–2,05 % (содержание золы 24,1, летучих – 3 % и влаги – 0,25 %), пригодный для литейного производства.

Прогнозные запасы руды оцениваются в 18 млн т. В 6–7 км юго-западнее выявлено несколько рудных тел, аналогичных Катунскому, мощностью 10–15 м, что свидетельствует о том, что продуктивные отложения мес-

торожения значительной протяженности (8–10 км), за счет этого запасы графитовых руд могут значительно возрасти.

Магнезит. На площади листа известны два проявления и одно месторождение магнезита.

Месторождение Айское (I-2-5) расположено в правом борту одноименной реки. Изучено с помощью поверхностных горных выработок в 1963–1968 гг. Среди метаморфических сланцев каимской свиты лиственитовая рудная зона прослежена в субмеридиональном направлении почти непрерывной полосой на 3,7 км при ширине до 450 м. Размеры отдельных тел лиственитов достигают 850 м по простиранию при мощности до 200 м. Южнее, на участке высоты 603,2 м, зона лиственитизации прослежена по простиранию на 1,2 км при максимальной ширине 150 м. Выделяются кварц-брейнеритовые, тальк-брейнеритовые листвениты и талькиты, всего 37 тел длиной 80–840 м и мощностью 10–100 м. Средний химический состав основного типа руд (кварц-брейнеритовых лиственитов) (%): MgO – 30–31; SiO₂ – 28–29; Fe₂O₃ – 6–7; CaO – 0,4–0,7; Al₂O₃ – 0,6–0,9; n.n.n. – 30–32. Технологическими исследованиями установлено, что необогащенные брейнериты могут использоваться в качестве форстеритовых огнеупоров при добавлении в шихту 25 % магнезитового порошка, а концентраты, полученные при обогащении, являются качественным периклаз-форстеритовым огнеупором, выдерживающим температуру 2200°С. Прогнозные ресурсы категории Р₁ кварц-брейнеритовых лиственитов по Айскому участку оцениваются в 50 млн т до глубины 100 м, а по участку высоты 603,2 м до глубины 50 м в 6 млн т – кварц-брейнеритовых, 60 млн т – тальк-брейнеритовых и 17 млн т – тальковых лиственитов. Рекомендуется постановка разведочных работ [378].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Кордиерит. Проявление Ясатер (III-5-7) ювелирного кордиерита находится в северной части Курайского хребта в верховьях р. Верх-Ясатер. Оно приурочено к горизонту гранитизированных биотитовых гнейсов, содержащих прозрачный кордиерит, имеющих мощность от первых десятков метров до 200 м. Горизонт прослежен по простиранию на 5,5 км. Содержание кордиерита составляет первые проценты. Выход ювелирного (не трещиноватого) кордиерита пока не ясен. Геологические ресурсы до глубины 200 м составляют не менее 500 тыс. т. По классификации М. Бауэра–А. Е Ферсмана кордиерит относится к третьему разряду драгоценных камней [75].

По данным В. А. Говердовского и др. [62], ювелирный кордиерит концентрируется преимущественно в пачке гнейсов мощностью 60–80 м. Сверху эта пачка перекрыта пакетом гнейсов с богатой вкрапленностью альмандина с размером зерен до 5 мм.

Ювелирный кордиерит представлен двумя морфологическими типами: 1) вкраплениями порфириобластов минерала размером 2–4, редко до 6 см; 2) пегматоидными образованиями с вкраплениями минерала размером от нескольких мм до 3–4 см, очень редко до 10 см.

Пегматоидные образования представляют собой кварцево-полевошпатовые жилы и линзы альпийского типа мощностью от первых до 20–30 см. По сравнению с порфиробластами в породе (5–10 вкраплений на 1 м²) пегматоиды обогащены ювелирным кордиеритом. Его количество иногда достигает 20–30 % объема пегматоидов. Однако в порфиробластовом типе кордиерит имеет более густую фиолетовую окраску и приобретает более высокое качество.

В результате пробной фасетной огранки четырех образцов с доведением до неполной бриллиантовой формы огранки получены камни весом 0,575; 0,12 и два по 0,06 карат, характеризующиеся высоким ювелирным качеством: прозрачны, с хорошо выраженным дихроизмом, сочной фиолетовой окраской. Технологически минерал может использоваться в ювелирном деле.

Мраморный оникс представлен двумя проявлениями, приуроченными к разломам среди неогеновых брекчированных известняков и мраморов баратальской серии.

Проявление Красная Горка (III-5-36) расположено в междуречье Тутыгем–Тыдтуярык в 1 км к востоку от горы Красная Горка (высотная отметка 1910,8 м). Выявлен в процессе проведения съемочных работ при ГДП-200 в 2000 г. С. И. Федаком. В пределах развития мраморов арыджанской свиты со строматолитами обильные развалы мраморного оникса полосчатой текстуры с разной расцветкой от соломенно-желтого до густого шоколадно-коричневого. Полосчатость тонкая – от 0,2 до 2 мм, реже до 5 мм. Местами отмечается мелкая волнистость и гофрировка. Изредка отмечается полосчатость и чередование коричневых и белых тонов. Размеры обломков оникса от первых сантиметров до 40 см.

Проведены геммологические исследования экспертом-геммологом Л. А. Зыряновой (Томский государственный университет) двух образцов: 1 – мраморного оникса темно-коричневого до светло-коричневого и желтого цветов, однотонного и тонкополосчатого и 2 – мраморного оникса от светло-желтого до темно-коричневого цвета, отчетливо полосчатого и грубошестоватого. Заключение эксперта: после полировки образцы выглядят достаточно декоративно и могут использоваться в качестве поделочного сырья для изготовления сувениров.

Проявление Карайры (III-5-20) расположено на водоразделе рек Акайры и Караайры. Выявлено А. И. Гусевым при проведении геологического маршрута 1 : 50 000 в рамках работ по составлению Госгеолкарты-1000/3 в 2004 г. Зона минерализации представлена арагонитом с крупными, длинными кристалликами. Местами отмечается мраморный оникс медовой окраски с полосчатостью шириной 0,5 см. Цветовая гамма полос оникса варьирует от светло-соломенного до коричневого. Простираение зоны 300°, видимая протяженность 250 м, мощность зоны 3 м. Полируемость хорошая. Пластинки мраморного оникса полосчатого рисунка варьируют от 3 до 30 см.

Яшма. На площади листа известны многочисленные пункты минерализации, перспективное проявление Верхне-Чергинское и одно месторождение яшмы (Коргонское).

Месторождение Коргонское (II-1-7) расположено в левобережье Коргона, выше устья Коргончика на 1 км. В пределах Коргонского блока широко распространены внешне привлекательные вулканические породы различного состава — от базальтов до риолитов. Именно здесь находится всемирно известное Коргонское месторождение яшм. Оно открыто П. И. Шангиным в 1786 г. и более века поставляло высококачественный материал для Кольванской и Петергофской гранитных фабрик. Камень месторождения традиционно подразделяется на три технологических сорта: 1 — красная («багровая» или «сургучная») яшма; 2 — серо-фиолетовая яшма; 3 — «копейчатая» яшма. Генетически это плотные, стекловатые, различной степени порфиоровые риолиты и их спекшиеся туфы, игнимбриты, игниспумиты. «Копейчатая яшма» — это сферолоидная разность риолитов. Вулканиды входят в состав верхнекоргонской подсвиты. Запасы камня ($C_1 + C_2$) составляют 392,8 тыс. м³ на 1 м углубки. Породы высокодекоративны, с хорошей полируемостью, высококачественные, крупноблочные, с выходом блоков не менее 50 %.

Проявление Верхне-Чергинское (I-2-58) располагается в верховьях р. Верхняя Черга. При проведении ГДП-200 в правобережье р. Верхняя Черга среди вулканогенно-терригенных пород чемальской свиты выявлен ряд крупных, перспективных и доступных проявлений яшмоидов. Проявления представляют собой разрозненные скальные коренные выходы сургучно-лиловых и бордовых яшм, развитых на площади до 50 г 50 м, а также элювиально-делювиальными свалами на простираии отдельных горизонтов (до 200 м) мощностью до 20—50 м. Порода крепкая, массивная, груборассланцованная, участками со слабовыраженной полосчатостью за счет неравномерной окраски. Размеры отдельных монолитных блоков до 10—20 м в поперечнике, реже до 0,3—0,5 м в длину при мощности до 10 см. Порода неравномерно окварцована, имеет тонкозернистую структуру, открытые (до 1 мм) и закрытые трещины, не просвечивает. Отражательная способность 130—140 ед. по блескомеру, оценка декоративности 26 баллов, класс декоративности — 2, декоративный. Вблизи данных проявлений также наблюдаются коренные выходы зеленовато-серых неравномерно окрашенных и окварцованных алевролитов (яшмоидов). Учитывая хорошую доступность проявлений, они рекомендуются для разведочно-эксплуатационных работ.

Стихтит. На площади листа известно проявление Казнахтинское (III-3-26). Оно находится в верховьях рек Кызыл-Уюк и Кара-Уюк, левых притоков р. Казнахта. Ореол обломков серпентинитов со стихтитом протяженностью 1,5 км, приуроченный к юго-западной тектонически нарушенной контактовой зоне Казнахтинского гипербазитового массива. Сиреневый, розовый стихтит в тонком сростании с барбетонитом и в ассоциации с хромшпинелидом образует прожилки, линзы, гнезда размером до 20—25 см, вкрапленники размером до 2—6 мм. Содержание стихтита в ореоле при визуальной оценке от 5 до 20 %. В пробе стихтита с барбетонитом по химическому анализу присутствуют (%): Al_2O_3 — 4; Fe_2O_3 — 3,06; Cr_2O_3 — 15,18; MnO — 0,03; MgO — 37,02; CaO — 0,11; H_2O — 30,61; CO_2 — 9,99. Технологические свойства стихтита и области его применения близки к агальматолиту. По заключению лаборатории ГГПП «Байкалкварцсамоцветы» стихтит пригоден для изготовления высокохудожественных камнерезных изделий [303].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Граниты и гранодиориты. Месторождения гранитов и гранодиоритов представлены четырьмя месторождениями. Месторождение горы Мохнатая (I-2-3) сложено субшелочными гранитами айского комплекса. Для пород характерны среднезернистая структура и массивная текстура. Полируемость средняя, декоративность II и III классов, рекомендуется для внутренней и внешней облицовки, а также для настилки полов в помещениях с интенсивным движением людских потоков. Блочность крупная. Прогнозные ресурсы категории P₁ горной массы на площади 0,2 км² оцениваются в 10 млн.м³.

Месторождение Рыбалкинское (I-2-11). Детальная разведка проведена Нерудной партией в 1972–1973 гг. [321] с помощью скважин глубиной до 53 м, шурфов и опытных карьеров на площади 3,6 га. Приурочено к площади развития интрузии гранодиоритов усть-беловского комплекса. Представлено однообразными массивными среднезернистыми гранодиоритами, рассеченными маломощными (0,1–0,4 м и редко 1–2 м) дайками диабазов. По данным исследования физико-механических свойств гранодиориты относятся к плотным прочным породам, пригодным для изготовления лестниц и плит полов с интенсивным движением. По данным технологических испытаний месторождение относится к мелкоблочным при среднем объеме блоков 0,6–0,7 м³. Выход более крупных блоков (>1,0 м³) – до 18,3 %. Выход полуфабриката (плиты толщиной 60 мм) – 8,43–8,9 м² из 1 м³ блока. Выход готовой продукции – 41 % от объема блока, 8–16 % – из горной массы. Породы хорошо принимают шлифовку и полировку, обладают хорошей декоративностью и принадлежат к группе долговечных естественных камней. Гидрогеологические условия месторождения благоприятные. Породы массива разрабатывались на блочный камень как на разведочном участке, так и в других частях. Гранодиориты рекомендуется использовать в качестве облицовочного камня, заполнителей в бетонах и бутобетонах, для балластирования дорог. Запасы не ограничены.

Месторождение Усть-Частинское (I-3-24) находится на правом борту долины р. Уймень в 750 м по аз. 135° от устья Часты. Плагиогранит плотной неравномерной мелкозернистой структуры, зеленовато-серого цвета. Рисунок точечный мелкой масштабности. Полируемость II категории. Декоративность составляет 20 баллов. Порода относится к III классу. Рекомендуется для наружной облицовки с ударной фактурой обработки поверхности. Запасы до глубины 50 м – 1 млн. м³. Не разведано.

Месторождение Верх-Элекмонарское (I-3-54) расположено в крутом правом борту р. Элекмонар, в 10 км от с. Элекмонар, с которым связано автомобильной дорогой. Рельеф района месторождения сильно расчлененный, относительные превышения 150–200 м. Сложено средне-верхнедевонскими гранодиоритами. Породы серовато-зеленые, средне-мелкозернистой структуры. Полируемость I категории, зеркальная поверхность имеет неравномерно распределенные мелкие пятна темно-зеленого цвета, декоративность пород составляет 23 балла. Блоки 1 × 1 × 1,5 м. По заключению Нерудной лаборатории ЗСГУ, порода пригодна для наружной облицовки. Геологические запасы месторождения на глубину 20 м составляют 12 млн м³. Месторождение относится к разряду крупных. Не разведано.

Диориты. Известно три месторождения диоритов. Месторождение кварцевых диоритов Толгаекское (I-3-56) расположено в приустьевой части руч. Толгаек, правого притока р. Катунь. Ближайший населенный пункт с. Чемал. Рельеф слабо расчлененный, абсолютные отметки 600–800 м. Сложено монцитонитами. Породы массивные, плотные с мелкозернистой структурой, окраска пород варьирует от серовато-зеленоватой до серовато-розовой. Розоватые тона обусловлены присутствием калиевого полевого шпата. Рисунок равномерный, зеркальная поверхность ровная, полируемость I категории. Трещиноватость пород умеренная. По заключению Нерудной лаборатории ЗСГУ, порода пригодна для наружной облицовки. Геологические запасы месторождения на глубину 20 м составляют 5 млн м³. Относится к разряду крупных. Не разведано.

Месторождение ручья Кастахта (I-3-52) расположено в левобережье р. Элекмонар, в приустьевой части руч. Арета. Рельеф сильно расчлененный, абсолютные отметки 800–860 м – водораздельные хребты, 550–600 м – русло р. Элекмонар. Сложено кварцевыми диоритами и габбродиоритами. Породы имеют массивную текстуру, среднезернистую структуру, серую окраску с равномерно распределенными минералами. Полируемость I категории, зеркальная поверхность малопятнистая, декоративность 22 балла. По заключению Нерудной лаборатории ЗСГУ, порода пригодна для наружной облицовки. Для породы характерна четкая пластовая отдельность горизонтального плана, которая соответственно с вертикальной трещиноватостью образует монолиты размером 1 × 1 × 2 м. Геологические запасы месторождения на глубину 20 м составляют: кварцевых диоритов – 18 млн м³; габбродиоритов – 5 млн м³. Не разведаны.

Фельзит. На площади листа известно два месторождения кислых и средних эффузивов. Месторождение фельзитов Угул-Кылайское (I-3-45) расположено на водораздельной части рек Угуй–Кылай, абс. отм. 1800–1900 м. Представлено ленточными фельзитами, фельзит-порфирами среднего девона, слагающими экстрезивный купол 200 × 1000 м. Породы имеют светло-серую, розоватую, зеленовато-серую окраску. Флюидалность в виде тонких частых полос образует причудливый рисунок на поверхности. Полированные образцы имеют неоднородную, темно- и светло-коричневую окраску. Рисунок пятнистый, полосчатый, масштабность рисунка средняя и крупная. По заключению Нерудной лаборатории ЗСГУ, фельзиты могут использоваться для изготовления бытовых изделий невысокой художественной ценности. Геологические запасы месторождения на глубину 20 м составляют диоритов – 3,5 млн м³.

Мрамор. На площади листа известно 10 месторождений мрамора.

Месторождение Карповское (I-1-23) находится на водоразделе между р. Быстрая и рч. Быстренок на гребне безлесого увала. Поисково-оценочные работы проведены Нерудной партией в 1987 и 1990 гг. [380]. Мраморы нижнего силура имеют моноклиналиное залегание. Обнажаются узкой полосой по гребню увала. Протяженность выходов мраморов 400 м, ширина 100 м, площадь 40 000 м². При глубине отработки 30 м, прогнозные ресурсы категории Р₁ – 1200 тыс. м³ [380].

Месторождение Солонешенское (I-1-39) расположено в 4 км от южной окраины с. Солонешное на правом берегу р. Ануй. Сложено стратифицированными отложениями чагырской свиты нижнего силура. Расположено на изрезанной сопке с абс. отм. от 550 до 675 м, с общим понижением рельефа в долину р. Ануй. Разделено надвое неглубоким Банниковым Логом. Поисково-оценочные работы проведены Нерудной партией в 1987–1990 гг. [341]. Слабо мраморизованные массивные серые крепкие известняки с прожилками кальцита, хорошей блочности, с плитчатой отдельностью, буровато-серыми катаклазированными песчанистыми известняками, переходящими в кварцевые тонкоплитчатые песчаники на базальном алеврито-известковистом цементе с примесью гравийного материала, глинистыми сланцами, маломощными прослоями и линзами зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов, пачками переслаивающихся маломощных алевролитов, известняков, песчаников. Полезное ископаемое – однородные чистые известняки. Запасы категории C_2 – 1 млн m^3 . Рекомендуются для производства строительного щебня и бутового камня. Здесь же мраморы высокой блочности и декоративности 2-го класса. Область применения – декоративно-архитектурные детали и облицовочные изделия для внутренней облицовки зданий. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 41 млн m^3 .

Месторождение Ороктойское (II-3-13) расположено на крутом левом склоне р. Ороктой, в верхнем течении. Ближайший населенный пункт – с. Ороктой (6–7 км). Рельеф района месторождения сильно расчлененный, относительные превышения 300–500 м и более. Месторождение открыто К. В. Радугиным в 1930 г. В 1935 г. отрядом Алтайской экспедиции АН СССР были проведены специализированные работы. В 1938 г. проведена предварительная разведка. Работами установлены две разновидности мрамора по окраске – пестро-палевой и пестро-розовато-лиловой. В 1940 г. Ю. А. Красновым и А. К. Гаевым написан отчет с подсчетом запасов в количестве 102 тыс. m^3 по категории $B + C_1$. Разрабатывалось в 1940–1941 гг. В 1973 г. работы проводились Нерудной партией ЗСГУ. Среди карбонатных отложений нижнего кембрия вскрыта залежь пестропалевого мрамора протяженность 247 м и мощностью до 58 м. В плане залежь имеет линзообразную форму, ориентированную в северо-восточном направлении по азимуту 10–15°. Падение восточное, углы 85–88°. Мраморы преимущественно желтовато-белого цвета с золотисто-желтым до бледно-палевого и палевого оттенком, пронизаны сетью разноориентированных кварц-гематитовых прожилков от черного до вишнево-лилового цвета. Западнее Ороктойского участка выделяются три линзовидные залежи мраморов, в которых преобладают розовые и розово-лиловые тона. Простираение линз северо-восточное, падение на восток $\angle 85$ – 87° . Мощность рыхлых отложений 0,2–0,5 м, мощность зоны выветривания до 3 м. Выход блоков III группы в опытном карьере составил 4,7 %, а блоков V группы – 83,1 %. Месторождение относится к средним месторождениям II группы. Запасы мраморов по категории $B + C_1$ составляют 177,2 тыс. m^3 . Законсервировано.

Месторождение Пларт (I-3-20) находится в правом берегу нижнего течения р. Уймень, в 180 м по азимуту 218° от вершины горы Пларт. Участок сложен амфиболитами, плагиогнейсами среднекембрийского возраста. Среди них канавой вскрыта пачка мраморов мощностью 7 м. Азимут про-

стирания мраморов 125°, падение близко к вертикальному. Мрамор представляет собой плотную, равномернозернистую породу неоднородного оранжево-розового цвета с беловатостью. Рисунок невыразительный, пятнистый, мелкой масштабности. Полируемость первой категории. Декоративность – 25 баллов. Корректирующий коэффициент – слабая насыщенность основного тона. По декоративности относится ко II классу, можно использовать для внутренней облицовки. Геологические запасы до глубины 50 м составляют 360 тыс. м³.

Месторождение Текелю (III-2-25) находится в правобережье нижнего течения р. Уймень, в 180 м по аз. 218° от вершины горы Парт. Участок сложен амфиболитами, плагиогнейсами среднекембрийского возраста. Среди них канавой вскрыта пачка мраморов мощностью 7 м. Азимут простирания мраморов 125°, падение близко к вертикальному. Мрамор представляет собой плотную, равномернозернистую породу неоднородного оранжево-розового цвета с беловатостью. Рисунок невыразительный, пятнистый, мелкой масштабности. Полируемость первой категории. Декоративность – 25 баллов. Корректирующий коэффициент – слабая насыщенность основного тона. По декоративности относится ко II классу, можно использовать для внутренней облицовки. Геологические запасы до глубины 50 м составляют 360 тыс. м³.

Месторождение Юстик (III-2-12) находится в 2 км к югу от пос. Юстик на противоположном берегу р. Коксы. Среди кварц-хлорито-карбонатных сланцев теректинской свиты залегает линза мраморов мощностью до 7 м. Простирание ее северо-западное, падение внутрь склона на юго-запад под углом 70°. По простиранию линза обнажена на 30 м. Мрамор белый, сахаровидный, без примесей. Эксплуатировалось местными жителями.

Месторождение Чилю (I-3-39) расположено в истоках руч. Чилю, правого притока р. Куюм, на водораздельной части руч. Чилю – р. Куюм. Сложено мраморами баратальской свиты. Мраморы мелкозернистые, неоднородного черно-серого цвета. Рисунок штриховой, слабовидимый, чуть светлее основного фона. По нитевидным трещинкам участками наблюдается ожелезнение. Зеркальная поверхность ровная, полируемость I категории, декоративность 21 балл (III класс декоративности). Трещиноватость пород умеренная, образует блоки размером 0,3 × 0,4 × 0,5 м. Материал может быть использован для облицовки. Геологические запасы на глубину 20 м составляют 17 млн м³. Не разведано.

Месторождение Кыралой (I-3-44) расположено в левобережье р. Куюм, на водораздельной части руч. Куюм и р. Кыралой. Мраморы аналогичны месторождению Чилю. Геологические запасы на глубину 20 м составляют 0,8 млн м³. Не разведано.

Месторождение Аккаинское (I-3-55) расположено в левобережье р. Куюм, на водораздельной части руч. Куюм и р. Кыралой. Мраморы аналогичны месторождению Чилю. Геологические запасы на глубину 20 м составляют 0,8 млн м³. Не разведано.

Месторождение Верх-Уймонское (III-2-15) расположено в левобережье р. Куюм, на водораздельной части руч. Куюм и р. Кыралой. Мраморы аналогичны месторождению Чилю. Геологические запасы на глубину 20 м составляют 0,8 млн м³. Не разведано.

Песок строительный. На площади листа имеется три месторождения строительных песков. Месторождение Манжерокское (I-2-24) находится восточнее с. Манжерок, в долине р. Катунь. Изучен в центральной части с помощью шурфов и скважин [291]. Участок 6-й террасы между реками Едрала и Манжерок (участки I, II) содержит две толщи: верхнюю — песчаную и нижнюю — гравийно-песчаную. Верхняя толща содержит разномерные пески, с преобладанием средних и крупных. Присутствуют включения гравия размером 5–10 мм преимущественно в виде слоев до 10 см мощности. Среднее содержание гравия 4,3 %. Песчаная толща имеет массивное сложение, а также параллельно-горизонтальную и косую слоистость. Состав песков (%): обломки осадочных пород — 18, эффузивных пород — 18, метаморфических — 40, кварц — 13, слюда — 0,2, прочие обломки — 10,8. С поверхности песчаная толща перекрыта покровными суглинками мощностью 1–1,4 м (средняя 1,1 м), содержащим растительный слой 0,3 м. Мощность верхней толщи до 25–27 м. Нижняя толща представлена гравелитистыми песками, разномерными, содержащими послойные и рассредоточенные включения гравия размером 5–10 мм. Среднее содержание гравия 9,2 %. Мощность толщи 22–23 м, она залегает на гравийно-песчаных породах.

Кварциты. На площади листа известно три месторождения кварцитов.

Месторождение Сугульское (I-3-9) расположено в районе горы Сугул. Выявлено несколько тел метасоматических кварцитов мощностью до 15–20 м и протяженностью в несколько сот метров. Кварциты имеют красноватую окраску, по-видимому, за счет оксидов железа. Химический анализ кварцитов (%): SiO_2 — 98,4; Al_2O_3 — 0,14; Fe_2O_3 — 0,80; MnO и MgO — следы. Микрокварциты заметно пористые, иногда с мелкими скоплениями мусковита. Кварциты соответствуют требованиям промышленности для производства динасового кирпича и флюсующих добавок.

Месторождение кварцитов Эдиганское (II-3-11) расположено в бассейне рек Эдиган и Кайназара. В 1959–1960 гг. Колыванской партией проведены геологоразведочные работы. В пределах месторождения выявлено пять участков кварцитов, залегающих среди отложений эсконгинской и баратальской свит: Кайназаринский 1, Кайназаринский 2, Кайназаринский 3, Эдиганский 1, Эдиганский 2. По геологическому строению, морфологии рудных тел все участки близки между собой. Наиболее изучен Кайназаринский 1. Участок расположен на правом берегу р. Кайназара, в 3 км выше устья. Пробурено 264,92 п. м. скважин, пройдено 167,3 п. м. шурфов, 949,7 м³ канав. Пройден опытный карьер объемом 23 м³. Участок приурочен к ядру антиклинальной складки, выполненной отложениями баратальской свиты. Породы представлены глинистыми сланцами, песчаниками, линзами афировых порфиритов, их туфами, маломощными линзами известняков. В целом толща моноклинально падает на восток (азимут падения 80–90°) под углом 70–80°. Строение участка осложняют три разрывных нарушения с азимутами падения 70–90° и углами падения 53–68°. Выявлено три тела кварцитов. Кварциты залегают преимущественно среди глинистых сланцев, согласно со слоистостью вмещающих пород. Тела имеют форму линзовидных залежей. Южное тело по простиранию прослежено на 100 м, по

падению — на 40 м, мощность его 7–8 м. Центральное прослежено на 94 м по простиранию, по падению на 35 м, мощность его 8,59 м. Северное тело имеет форму линзы мощностью 7 м и протяженность 53 м. Кварциты в основном светло-серые. Структура под микроскопом микрозернистая, микрогранобластовая, гранобластовая и мозаичная. С поверхности кварцит плотный, однородный, разбит серией трещин на блоки 1 × 1 м. Изменение качества с глубиной не отмечается. Химический состав кварцитов (%): SiO_2 — 95,86; Al_2O_3 — 0,71; Fe_2O_3 — 0,25; CaO — 0,95; MgO — 0,07; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ — 0,3; п.п.п. — 1,08. По заключению лабораторных испытаний, кварциты Эдиганского месторождения пригодны для обработки поверхностей металлов с высоким классом чистоты. Химический состав кварцитов позволяет использовать их в качестве флюсов. Выборочно могут использоваться в качестве поделочного материала невысокой художественной ценности. Запасы по участку Кайназаринский 1: C_1 — 24 тыс. м³; C_2 — 8 тыс. м³. По всему месторождению запасы составляют 17,3 млн м³.

Месторождение Красноярское (III-1-13) находится на водораздельном гребне и Правой Черновой (хр. Холзун). Представляет собой три выхода микрокварцитов на площади 100 г 250 м. Микрокварциты залегают среди сильновыветрелых песчаников и приурочены к линии тектонических нарушений северо-западного простирания. Они изучались на Ленинградском заводе «Красногвардеец» и показали вполне удовлетворительные качества [286].

Спекулярит. Месторождение Рудный Лог (IV-5-15) находится в левом борту Бол. Шибеты, в 6 км выше метеостанции «Уландрык». Месторождение локализуется в 200–300 м от Уландрыкско-Шибетинского разлома северо-западного простирания, в 1–1,5 км восточнее Аксайского гранитного массива. Вмещающие породы представлены аксайской свитой: лавы риолитов, трахириолитов, риодацитов и риолитов, а также субвулканическими телами риолитов. Рудная залежь пластинчатого и крупночешуйчатого гематита (спекулярита) в рудоносной кварцево-жильной зоне прослеживается по азимуту 310°, с падением 70° на юго-запад на 3 км. Зальбанды зоны представлены белым безрудным кварцем, образующим жилы мощностью от 5 до 70 м. Жильный кварц ближе к центральной части зоны содержит маломощные гематитовые жилы преобладающей северо-западной ориентировки. В центральной части залегают рудная жила средней мощностью 15 м, в раздувах она достигает 35–40 м, на флангах ее мощность уменьшается до 6–8 м. Преобладают массивные, брекчиевидные, вкрапленные, иногда встречаются полосчатые и прожилковые текстуры руд. Содержание железа по химическим анализам бороздовых проб из шурфов, в железистых кварцитах — 14,27 %, в наиболее богатых рудах до 54,89 %, среднее по рудному телу — 42 %. Содержание кремнезема — от 16,69 до 44,27 %, серы — не более 0,07 %, фосфора — не более 0,03 %. Содержание железа в штуфных пробах из массивных руд от 30 до 40 % при плотности 3,5–3,7 г/см³, в прожилковых и прожилково-вкрапленных рудах — железа 17–30 % при плотности 3,0–3,2 г/см³. Содержание элементов-примесей в рудах (%): олово — 0,01–0,03 и редко до 0,2, вольфрам — 0,005–0,007, редко 0,01–0,02, иттрий — 0,001–0,02, мышьяк — 0,01–0,02, медь — до 0,005, увеличиваясь в ли-

монитизированных разностях до 0,03, ванадий — 0,001–0,002, марганец — 0,003–0,03, титан — 0,02–0,2. Генезис месторождения низкотемпературный гидротермальный. Оно оценено Коргонской партией АГЭ в 1952 г. с поверхности тремя линиями шурфов через 450–550 м. Запасы руды на глубину до 200 м при длине 1500 м, мощности 20 м и плотности 4,0 г/см³ составляют 24 млн т при среднем содержании 42 %.

В 2002 г. в процессе проведения прогнозно-поисковых работ рудная зона вскрыта тремя канавами через 800 м в трех пересечениях. В створах канав № 1 и № 2 пробурены три наклонные скважины. В канаве № 1 мощность рудного тела составила 31 м с содержанием спекулярита 45–95 %. Скважиной эта залежь подсечена в интервале 15–67 м. Истинная мощность на глубине подсечения составляет 51 м с содержанием спекулярита (по визуальному определению) 50–80 %. Минеральный состав руд: преобладают гематит, кварц, редко отмечается пирит. Минералогическим анализом установлены в единичных зернах: корунд, рутил, циркон, псиломелан, гранат, эпидот, амфибол, анатаз; редко отмечаются — галенит, церуссит, халькозин, малахит, турмалин, брукит, апатит, пироксен. Содержания золота по залежи варьируют от 0,003 до 0,3 г/т [369]. Прогнозные ресурсы спекулярита оценены А. Л. Пономаревым [370] по Рудному Логу — в 37 млн т руды, по Уландрыкскому месторождению — 21 млн т, по Шибетинской зоне — 43 млн т.

На наиболее изученный отрезок минерализованной зоны проявления Рудный Лог протяженностью 2 км в конце 2002 г. оформлена лицензия, в настоящее время проводятся разведочные работы на спекуляритовое сырье.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Термальные радоновые воды. На площади имеются три месторождения радоновых вод в Белокурихинском районе (г. Белокуриха Алтайского края) и два проявления термальных вод. Наиболее крупное месторождение Белокурихинское (П1–4–24) известно с 1867 г. Термальные воды поступают с глубины 1600–1800 м. Скважинами вскрыты напорные воды с установившимися уровнями до +20 м. Глубина залегания обводненных трещиноватых зон изменяется от 100 до 525,2 м. Дебиты скважин при самоизливе достигают 35,6 л/с. Температура воды 27–42 °С. Воды щелочные сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого состава с минерализацией 0,27–0,32 г/дм³, слаборадоновые (7,4 нКи/л), с присутствием кремнекислоты до 58 мг/дм³ и фтора до 14–75 мг/дм³. При объединении всех трех месторождений в единую систему возможно увеличение производительности курорта «Белокуриха» в 4 раза.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Металлогенический анализ территории листа М-45 и минерагеническое районирование проведены с учетом обобщающих работ предшественников [20, 294, 295, 298, 315, 366], авторских новых данных, полученных в результате полевых и камеральных работ, данных по пакетам ГИС-Атласа разных масштабов: от 1 : 25 000 000 до 1 : 500 000. Кроме традиционных эмпирических связей оруденения с геологическими образованиями, используется генетический аспект петро- и рудогенеза. Акцент сделан на недостаточно изученные в районе нетрадиционные типы коренных месторождений золота, с которыми связываются основные перспективы наращивания минерально-сырьевого потенциала территории листа М-45 и Алтая в целом.

В гнейсово-кристаллосланцевой и амфиболит-кристаллосланцевой формациях с повышенной глиноземистостью местами формировались проявления кианита, силлиманита, мусковита, а также – кордиерита. Изначально повышенные концентрации углеродистого материала в амфиболит-кристаллосланцевом чаустинском комплексе в результате метаморфизма стали причиной формирования месторождения и проявлений графита на локальных участках. Метаморфические породы иногда выступали в роли благоприятной рудовмещающей среды для некоторых типов оруденения вблизи рудоконтролирующих разломов. Так курайский амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевый и терехтинский метабазит-метапелитовый комплексы благоприятны для локализации жильного медно-сульфидного оруденения. Породы кебезенского плагиогнейсово-амфиболитового комплекса вблизи разломов благоприятны для локализации жильного железорудного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

Устойчивое сочетание гранитоидов – продуктов флюидонасыщенных магм (CO_2 , HCl , HF , H_3BO_3 , H_2O и др.) с карбонатными рудовмещающими формациями ордовика и силура, реже девона, привело к формированию промышленного оруденения железа, золота и вольфрама скарнового типа (Верхнеабаканский и Холзуно-Белорецкий железорудные районы, Синюхинский золоторудный узел и др.). Наиболее высокие коэффициенты сопряженности признаков «золото-скарновое оруденение» и «запасы золота» (с использованием блока статистики в системе ГИС-ПАРК) получены для рудогенерирующих гранитоидов с самыми высокими значениями коэффициента восстановления флюидов, фугитивности HCl , парциальных давлений H_2O , CO_2 [27].

Прослеживается отчетливая приуроченность золото-сульфидного кварцевого оруденения к разновозрастным черносланцевым формациям. Так, для

золото-сульфидно-кварцевого оруденения в черносланцевых разрезах рудовмещающими и одновременно рудоносными формациями для рифей-кембрийского и нижнедевонского уровней являются различные по составу и происхождению формации. Для раннего каледоно-салаирского этапа – это вулканогенно-терригенно-черносланцевая, для герцинского – флишеидная терригенно-черносланцевая. Они четко разделяются по химизму основных литологических разностей пород (рис. 12). Для раннего этапа характерны сложные по составу рудовмещающие черносланцевые (углеродистые) формации: карбонатно-терригенно-углеродистые, терригенно-кремнисто-углеродистые, эксгалационно-осадочные кремнисто-углеродистые. Девонские золото-черносланцевые месторождения и проявления локализуются в девонской терригенно-углеродистой формации.

Как правило, наиболее перспективные золото-черносланцевые проявления и месторождения располагаются в толщах с сапропелевым типом органического вещества. Содержание $C_{орг}$ в них варьирует от 0,3 до 3,5 %.

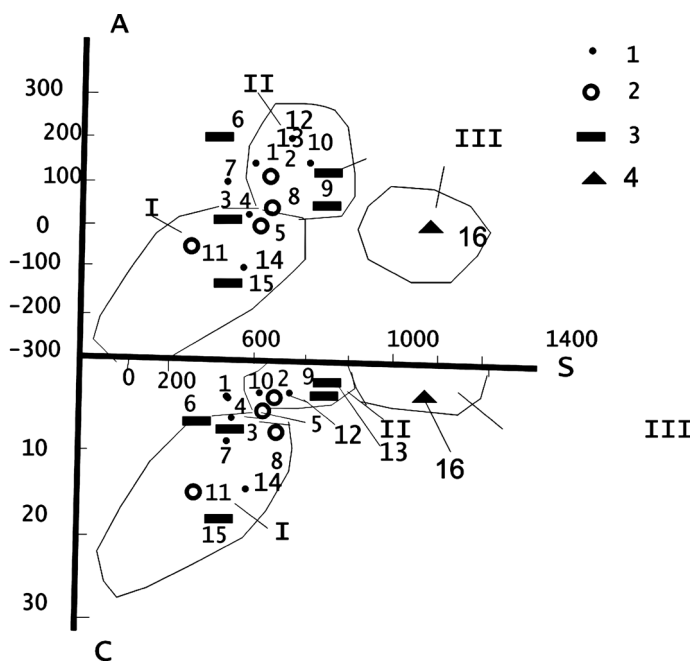


Рис. 12. Положение черносланцевых формаций Горного Алтая и Горной Шории на диаграмме А–S–С (по С. Е. Ефремовой, К. Г. Стафееву, 1985).

Поля углеродистых формаций: *I* – карбонатно-углеродистой, *II* – терригенно-углеродистой, *III* – кремнисто-углеродистой. Литологические типы пород: *I* – алевриты, *2* – песчаники, *3* – сланцы, *4* – кремнистые сланцы. Породы свит Горного Алтая и Горной Шории: 1–2 – камышенской (D_1), 3–5 – убинской (E_1), 6–8 – садринской (E_1), 9–11 – тыдтуярыкской ($V-E_1$); 12–13 – барагашской (D_1); 14–15 – атлинской (E_1); 16 – едиганской ($V-E_1$). $A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$, $S = SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + CaO + MgO)$, $C = CaO + MgO$ в молекулярных количествах.

Сапропелевый тип органического вещества для тыдтуярыкской свиты (участок Сокпанды) подтверждается определениями изотопов углерода, выполненными в лаборатории ВСЕГЕИ; δC^{13} для трех образцов углеродистых сланцев составляет: $-25,02 \text{ ‰}$, $-24,0 \text{ ‰}$, $-28,32 \text{ ‰}$.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ РАЗЛОМОВ

Активная роль разломов в полной мере проявляется в локализации разновозрастного жильного свинцово-цинкового, золото-сульфидно-кварцевого, кварц-шеелитового, ртутного, золото-ртутного, медно-сульфидного и других типов оруденения. Для гидротермальных типов оруденения (жильных золото-сульфидно-кварцевого, ртутного, золото-ртутного, жильного медно-сульфидного, свинцово-цинкового и др.) важнейшее значение имели крупные рудоконтролирующие разломы и оперяющие их дизъюнктивы более высокого порядка. Такие разломы для всех типов оруденения выделены на карте цветом, и для некоторых из них определена информационная значимость для оруденения с использованием информационной меры Шеннона [40]. Результаты вероятностно-статистической обработки опре-

Таблица 3

Информационная значимость рудоконтролирующих разломов северо-северо-западной ориентировки для некоторых типов оруденения

Интервалы расстояний от разломов, км	Золото-ртутный	Ртутный	Золото-сульфидно-кварцевый	Жильный медно-сульфидный	Жильный свинцово-цинковый
0–0,5	0,4	0,38	0,32	0,36	0,49
0,5–1,0	–0,29	–0,40	–0,28	–0,25	–0,79
1,0–1,5	–0,29	–0,67	–0,62	–0,55	–0,79
1,5–2,0	–	–	–	–0,55	–0,79

Таблица 4

Информационная значимость рудоконтролирующих разломов субширотной ориентировки для некоторых типов оруденения

Интервалы расстояний от разломов, км	Золото-ртутный	Ртутный	Золото-сульфидно-кварцевый	Жильный медно-сульфидный	Жильный свинцово-цинковый
0–0,5	0,48	0,43	0,41	0,49	0,49
0,5–1,0	0	–0,74	–0,37	–0,44	–0,44
1,0–1,5	–	–0,74	–	–0,79	–0,70
1,5–2,0	–	–	–	–0,79	–0,70

деления информативности рудоконтролирующих разломов приведены в табл. 2 и 3. Анализ полученных информативностей показывает, что и для субширотных, и субмеридиональных рудоконтролирующих разломов максимальная положительная информативность наблюдается для интервала расстояния от разлома 0–0,5 км. Наиболее информативны для размещения золото-ртутного и жильного свинцово-цинкового оруденения имеют субмеридиональные разломы. Субширотные разломы более значимы для размещения золото-ртутного, жильного медно-сульфидного и жильного свинцово-цинкового.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ МЕТАСОМАТИТОВ

Для золото-медно-скарнового оруденения Синюхинского рудного поля установлена горизонтальная и вертикальная зональности в распределении различных типов метасоматитов. В пределах Западно-Файфановского участка Синюхинского рудного поля выявлено зональное размещение около-скарновых метасоматитов, сопровождающих рудные скарны: на юге участка развиты локально тремолит-миццонитовые разности, в центральной части – кварц-альбит-турмалиновые и на севере – кварц-ортоклаз-кальцитовые. В плане описанные метасоматиты на дочетвертичной поверхности имеют зональное распределение, обусловленное комбинирующим влиянием уровня эрозионного среза всей колонны метасоматитов, общим погружением в северо-западных румбах моноклиального разреза вулканитов нижней пачки средней подсветы ускуческой свиты и рудоподводящим каналом (Западный разлом), распределяющим по вертикали и в плане главнейшие парагенезисы метасоматитов [77].

Редкометальное оруденение (W-Mo) сопровождается фельдшпатолитами, а в местах наложения существенно сульфидного оруденения – пропилитами. В формировании эпиптермального золото-серебряного, золото-ртутного, ртутного и других типов оруденения этого класса важное значение имеют аргиллизиты.

РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Анализ крупных магмо-рудно-метасоматических систем Горного Алтая (Синюхинской, Калгутинской, Алахинской и др.) позволил получить доказательства мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований [77]. Магмо-флюидодинамические системы формировались в процессе поднятия мантийных диапиров. Распад этих систем в верхней литосфере привел к образованию рудоносных тел с мантийными значениями изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматитах и серы в сульфидах (рис. 13–15).

По нашим данным, масштабы эндогенного оруденения определяются степенью проявленности в очаговых и линейных структурах продуктов мантийных процессов.

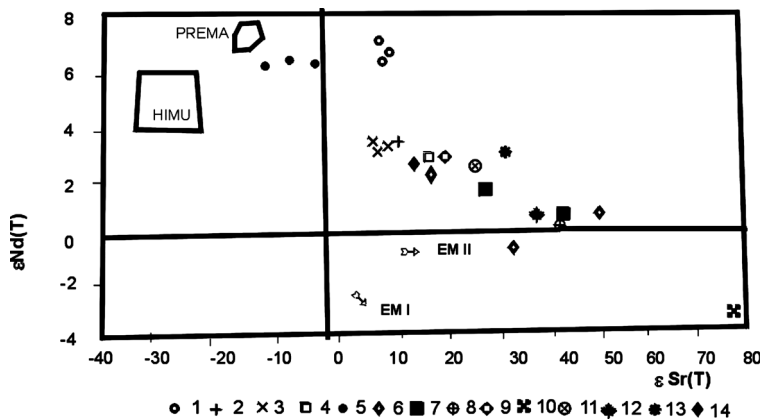


Рис. 13. Диаграмма $\epsilon Nd(T) - \epsilon Sr(T)$ для интрузивных образований Горного Алтая.

Типы мантии по Зиндлеру и Харту: DM – деплетированная мантия, EM I и EM II – обогащенная мантия типов I и II, PREMA – примитивная мантия, HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением.

1 – плагиограниты Саракокшинского массива (E_3); 2 – гранодиориты каракудюрского комплекса (D); 3 – тоналиты Синюхинского массива (D_{1-2}); 4 – лейкограниты Турочакского массива (D_2); 5 – пироксениты, сиениты, карбонатиты комплекса эдельвейс; 6 – гранодиориты усть-беловского комплекса (D_3); 7 – граниты Белокурихинского массива (P_2-T_1); 8 – лейкограниты Бабырганского массива (T_1); 9 – гранодиориты змеиногорского комплекса (D_3); 10 – сподуменовые граниты Алахинского массива (J_1); 11 – граниты Киндерлинского массива (D_3); 12 – граниты боровлянского комплекса (D_3-C_1); 13 – граниты кубадринского комплекса (D_1); 14 – гранодиориты каракудюрского комплекса (D_1).

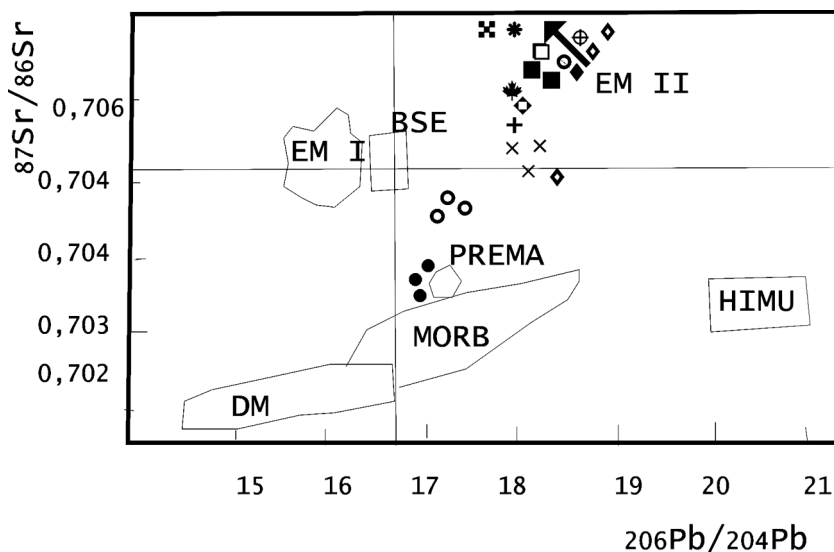


Рис. 14. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{206}Pb/^{204}Pb$ для интрузивных образований Горного Алтая.

Типы мантии по Зиндлеру и Харту: DM – деплетированная мантия, EM I и EM II – обогащенная мантия типов I и II, PREMA – примитивная мантия, HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением, BSE – общий силикатный состав Земли; MORB – поле базальтов океанического дна. Остальные условные обозначения на рис. 13.



Рис. 15. Значения тяжелого изотопа серы в сульфидах золоторудных месторождений Горного Алтая.

На металлогенической карте впервые показаны области развития аномальных параметров флюидного режима рудогенерирующих магматитов и трансмагматических флюидов, производных магмо-флюидодинамических систем, связанных с плюмтектоникой.

Для эндогенных процессов и оруденения получены данные о полихронности их проявления в отдельных тектонических блоках, что отражено в сложном районировании региона, телескопировании и наложении разновозрастных металлогенических процессов в некоторых участках земной коры, которые не просматривались при проведении ГДП-200 [140, 167, 168, 264, 315]. Поэтому многие металлогенические таксоны ранга рудных узлов на карте иногда накладываются друг на друга. Минерагеническое районирование сопровождается базой данных по месторождениям, проявлениям и пунктам минерализации полезных ископаемых, геохимическим и геофизическим аномалиям, где детально рассмотрены и приведены необходимые параметры объектов.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Район исследования располагается в пределах Алтае-Саянской минерагенической провинции. Анализ закономерностей распределения во времени наиболее важных для региона видов полезных ископаемых позволяет выделить три основных этапа формирования наиболее продуктивного оруденения: рифейско-раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский. Комплексное минерагеническое районирование учитывает многократную активизацию литосферных тектонических бло-

ков с образованием телескопированных металлогенических единиц. Предварительный анализ распределения типов оруденения на пяти специализированных пометалльных картах (1 — черные металлы, кобальт, никель; 2 — медь, свинец, цинк; 3 — вольфрам, молибден, бериллий, редкие земли; 4 — благородные металлы; 5 — ртуть, сурьма, скандий, уран, флюорит, волластонит, спекуларит) показал, что металлы группируются в ассоциации (по группам комплексных месторождений). Медь тесно ассоциирует с золотом и серебром в золото-медно-скарновых, жильных медно-полиметаллических месторождениях и проявлениях, а также с молибденом (в медно-молибден-порфировых), с редкими металлами (в грейзеновых, жильных вольфрам-молибденовых). Ртуть и золото формируют комплексный золото-ртутный тип, распространенный в некоторых системах (Сарасинская, Сибирячихинская и др.). Кроме того, золото в силу специфики своих свойств, может входить в состав комплексных медно-золото-порфировых, медно-молибден-золото-порфировых месторождений. На пометалльных картах показаны геохимические аномалии и шлиховые потоки, которые, наряду с другими поисковыми критериями, использовались для геометризации металлогенических подразделений разного ранга. Проведен анализ формирования рудных комплексов. Под рудным комплексом понимается группа месторождений, занимающих определенное положение в ходе развития подвижных зон, генетически или парагенетически связанных с определенным магматическим комплексом.

Под *минерагенической зоной* понимается крупная линейно-вытянутая рудоносная площадь, отвечающая структурно-формационной зоне с ведущими рудными формациями или комплексами рудных формаций, ассоциирующими с определенными типами геологических комплексов, формировавшимся в результате мантийно-корового взаимодействия. *Минерагенические области* аналогичны минерагеническим зонам, но имеют изометричные или близкие к изометричным площади. Ограничения этих единиц обычно тектонические.

Некоторые минерагенические зоны и области отвечают двум или нескольким структурно-формационным зонам или сегментам вулканоплутонических поясов, формировавшимся в определенных геодинамических обстановках. *Рудные районы* (и их линейные аналоги — *рудоносные зоны*) выделены по комплексу геологических, структурных, геофизических и геохимических признаков и с учетом ведущих рудных формаций. Рудный район входит в состав металлогенической зоны или металлогенической области и характеризуется специфическими условиями глубинного строения и геотектонического развития. *Рудные узлы* (линейные одноранговые единицы — *рудные зоны*) входят в состав рудных районов и охватывают генетически близкие между собой рудные поля, связанные общностью тектонической позиции, набором и возрастными ведущими рудных комплексов и формаций. Геометризация рудных узлов проведена с использованием геолого-структурных и вещественных (формационных) элементов, аномальных геофизических и геохимических полей. Рассмотрение металлогении региона по основным продуктивным этапам показало, что в процессе становления металлогенических таксонов разных временных срезов формировались специфические рудно-формационные и геолого-промышленные типы оруденения, происходила заметная эволюция раз-

личных типов оруденения (золотого, редкометалльного, железорудного) во времени.

Ниже приводится краткое описание подразделений различных рангов – минерагенических областей (минерагенических зон), рудных районов (рудноносных зон) и рудных узлов (рудных зон), с оценкой их прогнозных ресурсов.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

1. Pb, Zn, Au, Ag, Hg (PZ₁–MZ₁) Салаиро-Алтайская ртутно-серебряно-золото-полиметаллическая минерагеническая область

Тектонические ограничения области: на севере – по системе латентных разломов (трассируемых по геофизическим данным), перекрытых отложениями Бийско-Барнаульской впадины, на западе – по Северо-Восточному, на юге – по субширотному Чарышско-Теректинскому глубинным разломам, на востоке – по системе глубинных разломов: Каянчинскому и Каменскому надвигам, Куячинскому и Чергинскому, Сарасинскому и Баратальскому, Чаган-Узунскому. Границы минерагенического подразделения определяются районами распространения вулcano-плутонических поясов, формировавшихся в обстановке активной континентальной окраины и сопровождавшихся медно-полиметаллическим и золотым оруденением. Минерагенический потенциал области создан последовательным и необратимым развитием геологических процессов формирования и преобразования структурно-вещественных и рудных комплексов в течение большого интервала времени – с венда до мезозоя.

Минерагеническая область охватывает положительные (поднятия и аллохтоны) и отрицательные (флишоидные кембрийско-ордовикские и ордовикско-девонские прогибы) тектонические блоки. Ей отвечает халько-литофильная специализация литосферы, с накоплением золота, полиметаллов и редких металлов. Поднятия сложены венд-раннепалеозойскими базальтовыми, кремнисто-карбонатными и кремнисто-терригенными турбидитовыми образованиями, сформировавшимися в обстановках, интерпретируемых в настоящее время как океанические, островодужные, задуговых и междууговых бассейнов с корой океанического и переходного типов. Сильно дислоцированные, большей частью аллохтонные, образования включают в себя фрагменты более древних кор переходного и континентального типов. Сейчас эти реликты представлены полихронными метаморфическими комплексами. Раннепалеозойские образования с несогласием перекрыты терригенными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура, девона и вышележащим девонским вулcano-плутоническим поясом. В области широко распространены плутонические гранитоидные комплексы двух крупных генераций – девонско-раннекаменноугольной и пермо-триасовой. Специфику минерагенической области определяют золото-скарновые с медью, жильные золото-сульфидно-

кварцевые, субвулканические эпитеермальные медно-золото-серебряные, предположительно медно-порфировые объекты. Меньшую роль играют жильные полиметаллические месторождения и проявления. Полиметаллическое оруденение является звеном в едином ряду формаций эпитеермальных месторождений позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации под влиянием мантийного горячего пятна: флюоритовой – эпитеермальной свинцово-цинковой – никель-кобальтово-арсенидной – ртутной. В позднем палеозое–раннем мезозое рассматриваемая территория испытала мощное термальное воздействие и гранитизацию (северная часть пермо-триасовой плутонической провинции). Рудогенерирующие гранитоиды Белокурухинского P_2-T_1 комплекса характеризуются высокими значениями фугтивности кислорода и сравнительно низкими параметрами восстановленности флюидов. С ними ассоциирует жильно-штокерковое грейзеновое оруденение (молибден, вольфрам, бериллий, в меньшей мере тантал, ниобий, сконцентрированное в Белокурухинском рудном районе и Слюдянско-Каракольской рудной зоне. Черносланцевые геохимически специализированные на золото венд-раннепалеозойские толщи в это время испытали структурно-термальную переработку и регенерацию первичных концентраций золота, с формированием юной золото-ртутной минерализации. В пределах данной минералогической области выделяются следующие установленные и потенциальные подразделения ранга рудных узлов и зон.

1. *Потенциальная Сибирячихинская золото-сурьмяно-ртутная рудная зона* (I.0.1. Hg, Sb, Au) MZ_1 приурочена к линейной зоне разломов глубокой проницаемости. Рудная зона сопровождается редкими дайками долеритов. Рудная зона не только характеризуется значительным прогнозным потенциалом на ртуть и сурьму, но и обладает повышенной золотоносностью и значительным сходством ее геологического строения с комплексными золото-сурьмяно-ртутными месторождениями и минерализованными зонами невадийского типа. Перспективы площади на золото-ртутное оруденение обусловлены приуроченностью ее к зоне сочленения различных тектонических структур (Талицкий и Ануйский блоки), локализацией в существенно карбонатном палеозойском комплексе с наличием углеродсодержащих пород, подвергшихся интенсивным тектоническим дислокациям и сопровождающихся гидротермально-метасоматическими изменениями (карбонатизация, окварцевание, аргиллизация, пиритизация). В качестве поисковых признаков оруденения отмечаются: наличие пылевидного золота в ассоциации с многочисленными первичными и вторичными литогеохимическими ореолами ртути, сурьмы, мышьяка, меди, свинца, вольфрама, их проявлениями и пунктами минерализации, приуроченными к терригенно-карбонатной пачке барагашской свиты. Фрагментарное опробование, проведенное Н.В. Николенко [397] на ртутных и сурьмяных проявлениях, устанавливает содержание золота в количестве от 0,1–0,3 до 0,5–0,8 г/т. При этом следует отметить слабую изученность площади на золотое оруденение прогнозируемого типа (тонкодисперсное золото-ртутное).

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Сибирячихинской рудной зоны в объеме 33 т утверждены: на НТС КПП по Алтайскому краю (прото-

кол от 20.04.1998 г.), Зап.-Сиб. РЭС (протокол № 2 от 5.02.1999 г.), НРС МПР России (протокол № 26 от 7.07.1999 г.).

Прогнозные ресурсы ртути категории P_3 Сибирячихинской зоны площадь 1875 км², исходя из продуктивности 2,8 т/км² и коэффициента подобия 0,6, оцениваются в количестве: $1875 \times 2,8 \times 0,6 = 3150$ т.

2. *Слюдянско-Каракольская бериллий-молибден-вольфрамоворудная зона* (I.0.2. W, Mo, Be) P_2-T_1 охватывает северо-восточную эндоконтактовую часть Талицкого батолита, сложенного гранитоидами усть-беловского, боровлянского, белокурихинского интрузивных комплексов и занимает юго-западное крыло Слюдянского разлома. Площадь зоны объединяет Мульчихинское молибден-вольфрамовое месторождение, Токаревское и Казандинское рудные поля, структурно и пространственно приуроченные к продуктивному Шебетинскому массиву лейкократовых гранитов белокурихинского интрузивного комплекса. Перспективы зоны связаны с Казандинским кварцево-жильным вольфрамовым и одноименным кварцево-жильным бериллиевым месторождениями, Токаревским жильно-штокверковым молибден-вольфрамовым месторождением и рядом проявлений вольфрама, бериллия и молибдена. Площадь зоны характеризуется широким развитием процессов ороговикования и гидротермальной проработки пород надинтрузивной зоны, пространственно совмещенных с обширными механическими ореолами минералов вольфрама и его спутников.

3. *Башелакский золоторудный узел* (I.1.3. Au) D_3-C_1 приурочен к области пересечения крупных разломов северо-восточной и северо-западной ориентировок. В узле сопряжения дизъюнктивов сформированы золотогенерирующие интрузии усть-беловского комплекса. Основную рудоконтролирующую и рудолокализирующую роль выполняли разломы сдвиговой кинематики. Гранитоиды усть-беловского комплекса и вмещающие породы горноалтайской серии отличаются низкими исходными содержаниями золота и весьма неравномерным его распределением в рудных жилах. Тем не менее, для рудно-россыпного узла отмечается благоприятное сочетание рудогенерирующих, рудоконтролирующих и рудолокализирующих критериев, прямых и косвенных поисковых признаков. Это – наличие коренных проявлений золота перспективного жильного мезотермального типа, пространственно и парагенетически связанных с позднедевонским гранитоидным магматизмом и приуроченных к сети разрывных нарушений с развитыми вдоль них березитами, наличие россыпных месторождений, литохимических и шлиховых ореолов и потоков золота. Основную рудоконтролирующую роль выполнял узел сочленения разнонаправленных разломов сбросо-сдвиговой кинематики (Башелакского, Прямого и др.). Прогнозируемый геолого-промышленный тип – мезотермальные золото-убогосульфидно-кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны в интрузивных комплексах, контролируемые разломами сбросо-сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематики. Площадь рудно-россыпного узла – 394 км². По рудно-россыпному узлу апробированы в КПР по Алтайскому краю прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 в объеме 120 т [295].

4. *Солонешенский медно-серебряно-золоторудный узел* (I.0.4. Au, Cu) D_{2-3} приурочен к тектоническому блоку, отличающемуся максимальными мощностями гранито-метаморфического слоя и минимальными значениями средней плотности этого слоя. Ануйско-Чуйскому блоку свойственна ми-

нимальная мощность базито-метаморфического слоя. Преобладают здесь отрицательные значения аномалий силы тяжести. Блоку свойственны спокойные и слабоконтрастные магнитные поля, а также повышенные скорости продольных сейсмических волн в подкоровом слое. На герцинском этапе формировались гранитоиды А- и I-типов (топольнинский комплекс), но в отличие от соседних блоков они имели несколько повышенные значения общей щелочности. Для гранитоидов характерна относительно небольшая степень контаминации коровым материалом ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70566 - 0,70618$). Типоморфными для блока являются золото-черносланцевые, медно-золото-скарновые, медно-золото-порфировые проявления. Наибольшие перспективы имеют месторождения и проявления золото-черносланцевого типа на тех участках, где они локализируются в надынтрузивной позиции золотогенерирующих интрузий топольнинского комплекса (Лог № 26 и др.). Перспективы узла обусловлены сочетанием благоприятных рудогенерирующих, рудоконтролирующих и рудолокализирующих критериев, выраженных в наличии магматического, структурно-тектонического и литологического контроля золотого оруденения. Последнее проявлено в имеющихся месторождениях, рудопроявлениях и россыпях рудно-россыпного узла, площадь которого 550 км². Реальные перспективы узла на золото связываются с золото-черносланцевым и золото-сульфидно-скарновым оруденением, реализованным в Топольнинском рудном поле, а также с россыпями бассейна р. Ануй.

Прогнозные ресурсы Топольнинского рудного поля категории P₃ на золото-черносланцевый тип оруденения до глубины 200 м при удельной продуктивности золота 10 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,2 составили $QR_3 = 58 \times 10 \times 0,2 \times = 116$ т. Прогнозные ресурсы золота категории P₃ остальной части Солонешенского рудного узла (550–58 км²) с учетом коэффициента геологического подобия 0,2 и удельной продуктивности 0,5 т/км² составляют: $QR_3 = 492 \times 0,2 \times 0,5 = 50$ т.

5. *Потенциальный Быстринский золоторудный узел (I.0.5. Au) D.* Прогнозируемый узел площадью 263 км² характеризуется комплексом признаков и кварцево-жильного золотооруденения золото-черносланцевого типа: россыпи золота, его шлиховые и литохимические ореолы, геохимические аномалии мышьяка и других элементов-спутников золота, наличие раннеметаморфических слабозолотоносных кварцевых жил, сильная деформированность нижнедевонских тонкообломочных толщ, содержащих рассеянное углеродистое вещество сапропелевого типа. С площади Водораздельного рудного поля начинаются «головы» россыпей рек Быстрая и Дрезговитная. Водораздел верховьев этих двух рек сложен терригенными породами нижнего силура и карбонатно-терригенными – нижнего девона с повышенной углеродистостью. Вдоль их тектонического контакта прослеживаются дайки риолитов, липаритов и гранит-порфиров куйганского субвулканического комплекса среднего девона. В дайках и их экзоконтактах отмечаются интенсивное рассланцевание, хлоритизация, серицитизация, пиритизация и жильно-прожилковое окварцевание. Участок характеризуется наличием первичных геохимических ореолов золота и мышьяка. Литогеохимическим опробованием зоны минерализации, в условиях ее плохой обнаженности, выявлены содержания золота от 0,8–1,5 до 3,0 г/т.

Ориентировочная протяженность минерализованных образований по простиранию составляет не менее 400 м, ожидаемая глубина распространения — 200 м. При неполном пересечении зоны геохимическим профилем получено средневзвешенное содержание золота 1,2 г/т на мощность 4,1 м. В связи с этим в рудно-россыпном узле прогнозируется золото-порфировый тип оруденения, связанный с малыми субвулканическими интрузиями кислого состава. На площадь рудно-россыпного узла (263 км²) прогнозные ресурсы рудного золота категории P₃ определены Н. П. Бедаревым — 80 т [295].

6. *Белокурихинский редкометалльно-уран-вольфрамоворудный узел* (I.0.6. W, U, Be, Ta, Nb) P₂—MZ₁, N—Q. Перспективы узла обусловлены благоприятным сочетанием рудогенерирующих и рудоконтролирующих факторов, прямых и косвенных признаков оруденения, наличием в его пределах месторождений и проявлений вольфрама и бериллия, многочисленных рудопроявлений тантало-ниобатов. Редкометалльное оруденение формировалось в процессе становления редкометалльных лейкогранитов заключительной фазы белокурихинского комплекса. Для лейкогранитов характерны высокие концентрации HF во флюидах, игравших важную роль в переносе комплексными соединениями редких металлов. Прогнозирование в объеме рудного узла не проводилось.

7. *Баранчинский золоторудный узел* (I.0.7. Au) D—C₁ выделен Н. В. Николенко [397].

В пределах золоторудно-россыпного узла площадью 150 км² прогнозируется выявление золотого оруденения плутогенно-гидротермального кварцево-жильного типа, связанного с эндо- и экзоконтактовыми зонами Макарьевского массива гранитоидов усть-беловский комплекса золото-сульфидно-кварцевого типа в углеродсодержащих карбонатно-терригенных породах нижнего девона.

Наличие первого типа установлено в Лысухинском проявлении, локализованном в юго-восточном экзоконтакте массива, относимого к усть-беловскому комплексу, где имеются признаки штокверкового и кварцево-жильного оруденения с золото-висмут-блеклорудным парагенезисом. Здесь в турмалин-кварцевых делювиальных обломках из зоны скарирования пород выявлены содержания золота от 0,5—1,0 до 3,4—4,6 г/т в совокупности с серебром — 5,7 г/т, висмутом — 0,03 %, вольфрамом — 0,03 %, бором — 0,1 %, молибденом — 0,0007 %.

Для оруденения золото-черносланцевого типа прогнозные ресурсы коренного золота при коэффициенте геологического подобия 0,5 и удельной продуктивности золота 0,5 т/км² категории P₃ составят: QP₃ = 150 × 0,5 × 0,5 = 37,5 т.

8. *Сарасинская золото-ртутнорудная зона* (I.0.8 Hg, Au) MZ₁ приурочена к Сарасинскому грабену, пересекающему аллохтоны, сложенные кембрийскими офиолитовыми образованиями. Грабен маркирует субмеридиональную зону сквозной делимости литосферы, с роями даек долеритов позднедевонского и возможно пермо-триасового возраста, с проявлением мышьяка, сурьмы, золота. С грабеном совпадает крупная градиентная зона Δg. В пределах рудной зоны проявлен интенсивный кремнекислотный метасоматоз с формированием джаспероидов по известковистому протолиту (карьер месторождения Новое) и флюидо-эксплозивных брекчий —

благоприятных признаков ртутного и тонкодисперсного золото-ртутного оруденения. Соотношение изотопов серы в сульфидах месторождений Новое, Сухонькое указывает на магматический не контаминированный мантийный источник ($\delta^{34}\text{S} = (-2,1) - (-3,9 \text{ ‰})$) [154, 233]. В зоне прогнозируется тонкодисперсный золото-ртутный тип минерализации. Площадь Сарасинской рудной зоны составляет 206 км². Прогнозные ресурсы золота категории P₃, исходя из удельной продуктивности прогнозируемого типа 0,12 т/км² и коэффициенте подобия 0,8, составляют: $QR_3 = 206 \times 0,12 \times 0,8 = 19,8 \text{ т}$.

Прогнозные ресурсы ртути категории P₃ при удельной продуктивности ртути 1,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,7 составят: $QR_3 \text{ ртути} = 206 \times 1,5 \times 0,7 = 216,3 \text{ т}$.

9. *Каянчино-Устюбинский золоторудный узел (I.0.9. Au) V-PZ₁, D₂₋₃, MZ₁*. В пределах описываемого рудно-россыпного узла площадью 1250 км² наблюдается совмещение полихронного золотого оруденения: золото-черносланцевого раннего этапа (V-E₁) в породах каимской свиты и этапа функционирования мантийной горячей точки, реализованной в золото-скарновом оруденении в контактах Тавдушинской интрузии гранитоидов, а также прогнозируемого тонкодисперсного золото-ртутного оруденения, приуроченного к фронту Каимского аллохтона. В каимской свите отмечаются пачки черных углистых сланцев с сингенетичной сульфидной минерализацией, местами пронизанных кварцевыми жилами и зонами прожилкового окварцевания с сульфидами. Ожидается выявление месторождений золото-сульфидно-черносланцевой рудной формации в минерализованных зонах, а также наложенного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. О его присутствии свидетельствуют зоны окварцевания и пиритизации северо-восточного и субмеридионального направления, мощностью до 125 м с содержаниями металла до 1–5 г/т, залегающие среди серицит-хлоритовых сланцев, черных углеродистых сланцев и известняков. В черносланцевых разрезах с карбонатными породами отмечены метаморфогенные проявления графита, кианита, волластонита. Золото-сульфидно-скарновое оруденение, связанное с экзоскарнами массива горы Золотая, проявлено локально, но его наличие показательно для поисков богатых руд среди специализированных на золото черных сланцев каимской свиты. На площади узла известны мелкие аллювиальные золотоносные россыпи системы р. Каянча, непромышленная россыпь р. Устюба, литохимические ореолы и шлиховые потоки золота, являющиеся прямыми поисковыми признаками золотого оруденения. В Каянчинской россыпи отмечались самородки золота весом 7–15 г. Совместно с золотом в россыпи встречены платина, осмистый иридий, киноварь, шеелит, хромит. Для рудного узла Н. П. Бедаревым [295] оценены прогнозные ресурсы коренного золота категории P₃ в объеме 35 т.

10. *Потенциальная Ильинско-Урскульская золото-медно-полиметаллическая рудоносная зона (1.1. Pb, Zn, Cu, Au) PZ₂₋₃, MZ₁* приурочена к центральной части Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны, где терригенные разрезы горноалтайской серии и терригенно-карбонатные отложения ордовика, силура и нижнего девона инъецированы субвулканическими риолитовыми дайками и малыми интрузивами Кувашского ареала топольнинского комплекса. Интрузивы сопровождаются дайками дио-

ритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров. Относительно некоторых интрузий зонально располагается оруденение медно-молибден-порфировое, полиметаллическое (Ильинское, Ширгайтинское месторождения), жильное медно-сульфидное, жильное золото-сульфидно-кварцевое (проявление Скотоимпорт). Южная часть зоны пересекает западную часть Куратинской вулкано-тектонической депрессии, выполненной туфогенно-терригенными образованиями урскульской серии (D_3) и терригенно-вулканогенными разрезами куратинской свиты (D_2) в составе Онгудайского прогиба. Среди пород куратинской свиты отмечаются дацитриолитовые субвулканические образования (D_2), а существенно туфогенно-терригенные разрезы урскульской серии пронизаны штоками, дайками, силлами габбро-долеритового урскульского комплекса (D_3). Металлогенический профиль рудной зоны комплексный: малые месторождения свинца и цинка (Урскульское) в карбонатных породах, жильные проявления меди, полиметаллов, эпитермальные флюоритовые и сурьмяно-ртутные, сопровождаемые ореолами золота, ртути, сурьмы, мышьяка, свинца, цинка, меди. В рудном узле прогнозируется жильное полиметаллическое оруденение, а также медно-золото-порфировое в малых интрузивах топольнинского комплекса.

Площадь рудоносной зоны 2840 км². Прогнозные ресурсы свинца (удельная продуктивность 0,9 т/км²) и цинка (удельная продуктивность 0,85 т/км²) при коэффициенте геологического подобия 0,7 категории P_3 для рудного узла составят: QR_3 свинца = $2840 \times 0,9 \times 0,7 = 1788,7$ тыс. т; QR_3 цинка = $2840 \times 0,85 \times 0,7 = 1689,3$ тыс. т.

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 для площади 1325 км² в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны, перспективной на медно-золото-порфировое оруденение, при удельной продуктивности золота 0,2 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,6 составят: QR_3 золота = $1325 \times 0,2 \times 0,6 = 159$ т.

11. *Потенциальная Козульско-Устьканская сурьмяно-ртутно-золоторудная зона* (1.0.10 Au, Hg, Sb) PZ_3 – MZ_1 располагается в области влияния Башелакского разлома, разграничивающего Чарышско-Талицкую и Ануйско-Чуйскую структурно-формационные зоны. Здесь широко распространены терригенные и карбонатно-терригенные образования чесноковской (S_1) и техтенской свит (O_{2-3}), интродуцированных гранитоидами топольнинского (D_2), а также дайками долеритов, диоритов теректинского комплексов. В рудном узле отмечаются узкие приразломные впадины, выполненные вулканогенными образованиями куяганской (D_2) и терригенными разрезами барагашской (D_1) свит. В рудном узле известно ртутно-сурьмяное (Козульское месторождение), золоторудное оруденение жильного золото-сульфидно-кварцевого типа, а также ряд золотоносных россыпей по рекам Каракол, Мута, Марчета, Толмоксу и др. По рекам Мута и Марчета описаны обломки измененных и минерализованных известняков, содержания золота в которых изменяются от 8–66 до 120–280 г/т. На Козульском месторождении отмечаются джаспероиды и кварциты с диккитом и вкрапленностью сульфидов ртути, сурьмы, железа, редко галенита, тетрадимита.

На проявлении Тулгушта, выявленном в процессе проведения работ Региональной партии в 2004 г., отмечены также джаспероиды с тонкими

выделениями сульфидов, развитыми по карбонатным породам техеньской свиты. В зоне мощностью более 40 м определены содержания золота 2 г/т. На продолжении указанной зоны минерализации к востоку в 3 км в аналогичных карбонатных породах, окварцованных и лимонитизированных, определены содержания золота до 0,2 г/т.

Не менее важным признаком золотого оруденения в рудном узле является наличие золотоносного пирита в вышеупомянутых россыпях. Известно, что развитие золотоносного пирита в россыпях северного фаса Горного Алтая ограничено 1–3,5 км от коренного источника. В пределах рудного узла развиты шлиховые ореолы и вторичные аномалии золота, ртути, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка. По комплексу признаков в рудном узле прогнозируется золотое оруденение двух типов: жильного золото-сульфидно-кварцевого в зонах сдвиговых дислокаций и тонкодисперсного золото-ртутного оруденения в карбонатных породах.

При площади рудного узла 1054 км², удельной продуктивности золота золото-ртутного типа 0,12 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,5 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QR_3 = 1054 \times 0,12 \times 0,5 = 76$ т.

12. *Потенциальный Яломанский золото-меднорудный узел* (I.0.11. Cu, Au) PZ₂₋₃ локализуется в юго-восточной части Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны в Онгудайском аллохтоне («выступе»), где проявлен Яломанский ареал гранитоидов топольнинского (D₂₋₃) и усть-беловского (D₃) комплексов. Массивы интродуцируют терригенные и карбонатно-терригенные образования горноалтайской серии (Є₂–O₁) и существенно карбонатные – чесноковской свиты (S₁). Яломанский, Кадринский, Чике-Таманский, Усть-Чуйский и их малые сателлиты усть-беловского комплекса сложены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Дайки второго этапа охватывают долеритовые порфириды, диоритовые порфириды, кварцевые диоритовые порфириды, тоналитовые порфиры, гранодиоритовые порфиры, гранит-порфиры. Вмещающая рама интенсивно ороговикована и пропилитизирована на расстояние более 2 км от контактов массивов. В экзоконтактовых частях интрузий проявлены скарны, метасоматиты фельдшатитового состава и жильные зоны с золотой и полиметаллической минерализацией, а в некрупных массивах гранитоидов имеются признаки медно-золото-порфирирового оруденения (Чике-Таманское проявление). В рудном узле прогнозируется медно-золото-порфирировое оруденение. Площадь рудного узла 3025 км². При удельных продуктивностях меди 200 т/км² и золота 0,2 т/км² и коэффициентах геологического подобия 0,8 и 0,2 соответственно прогнозные ресурсы категории P₃ составят: QR_3 меди = $3025 \times 200 \times 0,8 = 484$ тыс. т; и QR_3 золота = $3025 \times 0,2 = 121$ т.

13. *Потенциальная Бельгебашская ртутно-свинцово-цинково-флюоритоносная зона* (1.2. fl, Pb, Zn, Hg) PZ₂₋₃–MZ₁ располагается в восточной части Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны. Ее большая часть совпадает с одноименным Бельгебашским прогибом, выполненным терригенной даянской (D₁) и терригенно-вулканогенной талдыдюргунской (D₁) свитами. Рудоносная зона отчасти распространяется на прилегающие к прогибу тектонические блоки карбонатной баратальской, вулканогенной арыджанской (R₃), карбонатно-терригенно-вулканогенной курайской (Є₁)

свит. В южной и западной частях рудного узла проявлены субвулканические тела дацит-риолитового кокоринского комплекса, ассоциирующие с телами габбро и долеритов (D_3). Главная рудоконтролирующая роль в распределении свинцово-цинкового, ртутного, реже флюоритового оруденения принадлежит разломам. В меньшей мере мелкие проявления меди и полиметаллов тяготеют к субвулканическим образованиям кокоринского комплекса. В рудоносной зоне известно малое месторождение флюорита, свинца и цинка (Кызыл-Чинское), перспективное проявление Северо-Западное и многочисленные проявления и пункты минерализации свинца, цинка, меди, сопровождаемые ореолами серебра, мышьяка, сурьмы, бария, фтора.

Плавиновый шпат входит в состав руд Кызыл-Чинского месторождения, а на Верхне-Арыджанском проявлении флюоритовое оруденение метасоматически развивается по карбонатным породам и имеет стратиформный облик, напоминая стратиформное оруденение Таскайнуурского рудного узла в Казахстане. Для последнего удельная продуктивность флюоритовой руды варьирует от 25 до 40 тыс. т/км². В рудоносной зоне прогнозируются жильное свинцово-цинковое и стратиформное флюоритовое оруденение.

Для Бельгешашской рудоносной зоны (1600 км²) по аналогии с Садоно-Згидским рудным узлом на Северном Кавказе (продуктивности для свинца – 0,9 тыс. т/км², для цинка – 0,85 тыс. т/км²) прогнозные ресурсы категории P_3 составят: QP_3 свинца = $1600 \times 0,9 \times 0,7 = 1$ млн т; QP_3 цинка = $1600 \times 0,85 \times 0,7 = 950$ тыс. т.

Прогнозные ресурсы стратиформного флюоритового оруденения при удельной продуктивности флюоритовой руды 30 тыс. т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,5 прогнозные ресурсы флюоритовой руды категории P_3 составят: $QP_3 = 1600 \times 30 \times 0,5 = 24$ млн т.

2. Au, Fe, Hg (PZ_1 – MZ_1) Алтай-Кузнецко-Северосаянская ртутно-железо-золоторудная минерагеническая область

Располагается к востоку от Салаиро-Алтайской и охватывает Бийско-Катунскую и Уймено-Лебедскую структурно-формационные зоны, включая Кадринско-Баратальский и Балхашский фрагменты этих СФЗ. На востоке – по Телецко-Курайскому глубинному разлому – Алтай-Кузнецко-Северосаянская область граничит с Западно-Саянской минерагенической областью. Рассматриваемая минерагеническая область приурочена к положительным тектоническим блокам (выступам, поднятиям), и ее металлогеническая специфика определяется мантийными процессами. Ей отвечает халько-сидерофильная специализация литосферы с оруденением золота, марганца, железа, кобальта, никеля, хрома, платиноидов. Глубинное строение северной части области характеризуется значительно редуцированным гранито-метаморфическим слоем земной коры (12–18 км) [255]. Для низов стратиграфического разреза этой минерагенической области характерны вулканогенно-терригенные разрезы с базальтами, черными и кремнистыми сланцами балхашской свиты (V – E_1), терригенно-черносланцевыми образованиями курайской свиты (V – E_1), вулканогенно-терриген-

ными отложениями тыдтуярыкской (E_1) свиты, геохимически специализированными на золото. Второй уровень распространения потенциально золотоносных черносланцевых отложений — девонский. Локализованное в этих отложениях золотое оруденение связано с девонскими гранитоидами югалинского (D_{1-2}), топольнинского (D_{2-3}) и усть-беловского (D_3) комплексов повышенной основности, а также с базитовыми дайками терехтинского комплекса пермо-триасового возраста. В связи со среднепалеозойскими гранитоидами наблюдаются золото-медно-скарновые месторождения (Оюкское), жильные проявления меди и золота. В мезозойский тектономагматический этап проявилось ртутное и золото-ртутное (Сухонькое, Новое и другие месторождения), а также урановое оруденение. В позднем мелу-палеогене в границах распространения вулканогенно-осадочных венд-нижнекембрийских отложений образовались коры выветривания. Корообразование сопровождалось концентрацией рассеянного марганца до промышленных содержаний в зоне гипергенеза. Марганцевое оруденение в корях выветривания сосредоточено на участках, где коры образовались по кремнисто-карбонатным марганецсодержащим отложениям (участки Сугул, Колбашка и др.). Линейные коры выветривания приурочены к тектоническим нарушениям, зонам дробления и расщепления, к контактам пород разного литологического состава. Они представлены двумя типами: инфильтрационным и остаточным. Инфильтрационные коры выветривания сохранились в низкогорье Северо-Восточного Алтая в полях развития кремнисто-терригенных пород едиганской свиты (хр. Сугул, гора Колбашка, бассейн р. Улалушка). Они представлены гипергенными кварцитами, кварцитовыми брекчиями с железо-марганцевым цементом и небольшими линзовидными телами оксидных руд марганца. Гипергенные кварциты имеют форму удлинённых прерывистых линзовидных тел, часто с раздувами и пережимами, и возможно, по мнению В. П. Сергеева, представляют собой остатки древней кремнистой коры выветривания.

14. *Потенциальный Верхне-Чергинский золоторудный узел* (2.0.1. Au) D контролируется системой сбросов и сбросо-сдвигов Сарасинско-Семиринского разлома, с которым связаны Сарасинский и Онгудайский грабены, выполненные девонскими вулканогенно-осадочными образованиями. Эта система разломов сопровождается дайками дацитов и гранит-порфиров. Некоторые окварцованные и пиритизированные дайки гранит-порфиров содержат золото (до 0,1 г/т), медь (0,01 %), цинк (0,02 %). Разломы северо-восточной ориентировки являются более молодыми. В пределах узла повышенное содержание золота отмечается в кварцевых, кварц-анкеритовых жилах и прожилках, окварцованных и обохренных породах, пиритизированных темно-серых алевролитах. Местами концентрации золота в зонах достигают 0,1–0,7 г/т. Основной золотоносной формацией в рудном узле предполагается золото-сульфидно-кварцевая. На площади рудного узла известны ранее обрабатывавшиеся малые аллювиальные россыпи по долинам В. Черги, Булухты, Крешты и ряд непромышленных россыпей, шлиховых ореолов и потоков золота. По результатам ГДП-200 на площади рудного узла определены прогнозные ресурсы золота категории P_3 в объеме 15 т [366]. Переоценка прогнозных ресурсов золота категории P_3 проведена в рамках данной работы в связи с тем, что по прямым признакам площадь

металлогенического таксона значительно больше, чем это было установлено при ГДП-200. Площадь рудного узла 528 км². При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота составят: $QR_3 = 528 \times 0,5 \times 0,3 = 79,2$ т.

15. *Потенциальный Элекмонарский золоторудный узел (2.0.2. Au) D* располагается в пределах Бийско-Катунской структурно-формационной зоны, вытянут в субмеридиональном направлении, согласном с ориентацией крупных разломов и гранитоидных массивов югалинского комплекса. Основную рудогенерирующую роль выполняли гранитоиды и дайки второго этапа югалинского комплекса. В отличие от Синюхинского рудного узла в анализируемом районе известно лишь малое Оюкское золото-медно-скарновое месторождение и ряд жильных проявлений золота. Важную рудоконтролирующую роль в локализации жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения сыграли крупные сбросо- и взбросо-сдвиги. Общая площадь рудного узла 1389 км². В составе рудного узла прогнозируется жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,2 прогнозные ресурсы золота категории P_3 составят: $QR_3 = 1389 \times 0,5 \times 0,2 = 138,9$ т.

16. *Потенциальный Сугульско-Бирюлинский марганцеворудный узел (2.0.3. Mn) K₂-P* располагается в бассейнах рек Улалушка, Паспаул, Сайдыс, Майма. Он приурочен к терригенно-карбонатным и кремнисто-терригенно-карбонатным образованиям эсконгинской свиты и баратальской серии, тектонизированным в зонах Паспаульского, Малоишинского, Тайнушинского, Майминского и других разломов субмеридиональной ориентировки. Важное рудоконтролирующее значение имеет первичная обогащенность марганцем кремнисто-карбонатных и карбонатных пород венд-кембрийского уровня, обычно в форме родохрозита и манганокальцита. Как правило, оба минерала ассоциируют с тонкой вкрапленностью пирита и шнуровидными выделениями органического материала, указывающими на сероводородное заражение бассейнов седиментации. Мощности линейных кор выветривания вдоль разломов колеблются от 10 до 20 м. В рудном узле выделено три прогнозируемых рудных поля: Колбашкинское, Сугульское, Бирюлинское. Оруденение обнаруживает сходство с месторождением Чеболдаг в Горной Шории. Прогнозные ресурсы руды категории P_3 определены в пределах рудного узла для трех перспективных площадей, каждое в ранге рудного поля.

Прогнозируемое Колбашкинское рудное поле площадью 60 км²: $Q = 126\ 650 \times 60 \times 0,4 = 3,0$ млн т; прогнозируемое Сугульское рудное поле площадью 75 км²: $Q = 126\ 650 \times 75 \times 0,4 = 3,8$ млн т; прогнозируемое Бирюлинское рудное поле площадью 60 км²: $Q = 126\ 650 \times 60 \times 0,4 = 3,0$ млн т. Суммарные ресурсы марганцевой руды категории P_3 для Сугульско-Бирюлинского рудного узла составляют 9,8 млн т.

17. *Потенциальный Караторбок-Карымский золоторудный узел (2.0.4. Au) C₁, D* контролируется разломами субмеридиональной ориентировки (Малоишинский и Каракольский сдвиги), а также более мелкими оперяющими нарушениями, рассекающими терригенно-черносланцевые образования убинской (E_1) и терригенно-кремнисто-карбонатные отложения еди-

ганской (V–Є₁) свит. Последние инъецированы дайками и малыми телами долеритов, спессартитов и габбро-долеритов. В зонах влияния разломов и контактового воздействия на терригенные и карбонатно-кремнистые толщи убинской и эдиганской свит со стороны Чептоганского гранитоидного массива наблюдаются проявления золота, сопровождаемые потоками рассеяния золота, первичными аномалиями золота, меди, цинка. Участок перспективен на золото-сульфидно-черносланцевое и жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. По данным предшественников [402], углеродисто-терригенно-сланцевые образования убинской свиты характеризуются развитием зон сульфидизации с повышенным содержанием золота. Благоприятными факторами для формирования в этом районе золото-черносланцевого типа минерализации являются: интенсивная дислоцированность убинской свиты, наличие карбонатных, сульфидоносных и фосфоритоносных фаций в составе убинской свиты, рои даек и малых тел долеритов, габбро-долеритов, диоритов, лампрофиров, наличие Мало-ишинского разлома со сбросо-сдвиговой кинематикой. Слабая обнаженность участка не позволяет оценить его только на основании маршрутных исследований. Площадь прогнозируемого рудного узла 210 км². При удельной продуктивности 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,5 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QP_3 = 210 \times 0,5 \times 0,5 = 52,5$ т.

18. *Синюхинский золоторудный узел* (2.0.5. Au) Є, D располагается в северной части Уймено-Лебедской структурно-формационной зоны. В магнитном поле характеризуется высокими значениями магнитного поля, отражая меланократовый базальтовый субстрат. Другие положительные критерии: Югалинский массив гранитоидов повышенной основности и обилие сопровождающих его даек, карбонатсодержащие рудовмещающие отложения, благоприятные для скарнообразования. Жильно-штокверковый и жильный золото-сульфидно-кварцевый тип контролируются сдвигами. Тип руд – золотой, легкообогатимый, подтип – борнит-халькозиновый с халькопиритом. В рудном узле выделены Синюхинское рудное поле и потенциальные Ашпанакское и Ишинское рудные поля, приуроченные к краевым частям рудогенерирующего интрузива, где создавались благоприятные условия для циркуляции флюидодинамической эндогенной системы. В эндоконтактах массива наблюдаются высокие парциальные давления воды, углекислоты, летучести HCl в магматогенных флюидах, способствовавшие переносу металлов с дальнейшим отложением в благоприятных литологических и структурных условиях. Соотношения изотопов серы в сульфидах рудных тел дают узкий интервал значений $\delta^{34}S$ от –2,1 до + 3,6 ‰, указывающих на неконтаминированный магматический мантийный источник рудного вещества. Площадь рудного узла 632 км². В рудном узле прогнозируется жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QP_3 = 632 \times 0,5 \times 0,3 = 94,8$ т.

19. *Потенциальный Саганы-Кылайский серебро-золото-полиметаллический рудный узел* (2.0.6. Pb, Zn, Au, Ag) D приурочен к одноименной вулканно-тектонической структуре центрального типа, возникшей в узле пересече-

чении разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки. По геофизическим и геологическим данным на периферии вулканоструктуры кальдерного типа картируются палеовулканы. Свинцово-цинковое оруденение выявлено в центральной и южной частях палеокальдеры. Кроме Кылайского малого месторождения и проявлений свинца, цинка наблюдаются свинцово-цинковые геохимические аномалии. Главный тип полиметаллической минерализации – жильный свинцово-цинковый. Его аналогом можно считать промышленные руды Садоно-Унальского рудного поля на Северном Кавказе. Для прогнозируемого Саганы-Кылайского рудного узла площадью 1625 км² при коэффициенте геологического подобия 0,8, прогнозные ресурсы категории Р₃ составят: QP₃ свинца = 1625 × 0,9 × 0,8 = 1170 тыс. т; QP₃ цинка = 1625 × 0,85 × 0,8 = 1105 тыс. т.

20. *Уйменский ванадий-титан-молибден-медно-золоторудный узел потенциальный* (2.0.7. Au, Cu, Mo, Ti, V) E₁, D контролируется серией разрывных нарушений северо-восточной ориентировки, и вулканогенными образованиями нырнинской и саганской свит, с субвулканическими телами кислого состава, а также дайковыми роями (от долеритов до гранит-порфиоров, иногда кварцевых монцодиорит-порфиритов и сиенит-порфиоров). В пределах рудного узла располагается Салганакская магнитная аномалия, обусловленная рудной залежью вкрапленных титано-магнетитовых и магнетитовых руд в расслоенных габброидах и перидотитах уйменского комплекса. Рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирит) в расслоенных габброидах образуют вкрапленность, линзочки, тонкие полосы. Содержание железа 10–14 %, диоксида титана – 6,32 %. Площадь рудной залежи Салганакской магнитной аномалии, взятой по изолинии 3000 мЭ, составляет 10 км². Для Уйменского рудного узла характерны вулcano-плутонические ринг-структуры, с которыми пространственно ассоциируют объекты медно-молибден-золото-порфиорового и эпitherмального золото-серебряного типов. В рудном узле немало перспективных вулканических построек центрального типа с субвулканическими телами порфиоровых интрузий, дайками порфиорового сложения, флюидо-эксплозивными брекчиями с золото-порфиоровым оруденением. Медно-молибден-золото-порфиоровый тип оруденения контролируется кольцевыми вулканоструктурами, образующими аномальный блок в Уйменском прогибе. Ему соответствуют пониженные значения поля силы тяжести. Медно-молибден-золото-порфиоровое оруденение располагается в обрамлении и бортовых частях рифтогенной структуры, где магмо-рудно-метасоматические системы эродированы в большей степени и на поверхности проявлены рудные срезы (Кульбичское месторождение). Характерны столбообразные формы рудных тел. На Кульбичском месторождении отмечается отчетливая приуроченность оруденения к дайкам диабазов, диоритов, гранит-порфиоров, гранодиоритов отчетливо порфиорового сложения, тесно ассоциирующих со штоком порфиоровых гранитов. Рудный узел выделен по комплексу признаков с учетом распространения проявлений молибдена, первичных и вторичных аномалий, шлиховых потоков и гидрохимических аномалий молибдена, меди, золота, мышьяка. Площадь рудного узла 1300 км². Прогнозные ресурсы золота категории Р₃ в прогнозируемом Уйменском (с параметрами: удельная продуктивность золота 0,2 т/км², коэффициент геологического подобия 0,6) рудном узле составят: QP₃ = 1300 × 0,2 × 0,6 = 156 т.

21. *Клыкский золоторудный узел* (2.0.8. Au) PZ₁ приурочен к площади с терригенными и вулканогенными отложениями атлинской и садринской свит, интродуцированными гранитоидами садринского комплекса (Є₂). Рудный узел контролируется серией разломов субмеридиональной ориентировки, классифицируемых сбросо-сдвигами. Последние сопровождаются зонами окварцевания и жилами кварц-карбонатного, реже кварц-баритового состава с сульфидной минерализацией, а также аномалиями золота размерами от 750 × 1500 до 2500 × 1800 м с содержаниями золота от 0,004 до 0,6 г/т. Аномалии золота нередко совпадают с аномалиями серебра, цинка, свинца, меди. Кроме аномалий на площади выявлены проявления золота, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевому типу с содержаниями металла от 0,01 до 50 г/т. Причем максимальные содержания золота приходятся на аллювиальные обломки жильного кварца с медной минерализацией. В коренном залегании подобные жилы контролируются разломами сбросо-сдвиговой кинематики. Особенно перспективны разломы такой морфологии, оперяющие крупные глубинные структуры. К числу таких разломов относится Бундоргамзинский сбросо-сдвиг, контролирующий кварцевые жилы с сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, галенит), в которых концентрации золота варьируют от 0,5 до 15 и 50 г/т, а серебра от 5 до 120 г/т. Выявленные проявления золота в коренном залегании приурочены в основном к вулканогенным породам средне-основного состава, подвергшихся прожилковому окварцеванию, эпидотизации и сульфидизации. По Бийско-Клыкской площади по состоянию на 1.06.2003 г. золота категории P₃ – 7 т, категории P₂ – 2 т, которые прошли апробацию в ЦНИГРИ. В целом по Клыкскому рудному узлу (площадью 430 км²) при удельной продуктивности золота на жильный золото-сульфидно-кварцевый тип 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QR_3 = 430 \times 0,5 \times 0,3 = 64,5$ т.

22. *Потенциальная Абаканская ртутнорудная зона* (2.0.9. Hg) MZ₁ почти целиком располагается на смежном к северу листе N-45 и на ее выклинивании на листе M-45 целиком совпадает с ограниченными разломами девонским Абаканским прогибом. Участок сближения тектонических зон северо-восточного простирания, благоприятный литологический состав чиланской и толочковской свит нижнего девона, присутствие киновари в шлихах свидетельствует о возможности локализации здесь объекта с минерализацией ртути.

23. *Потенциальный Сумультинский золото-медно-урановорудный узел* (2.0.10. U, Cu, Au) D, MZ₁ приурочен к западной части Уйменского прогиба, осложненного крупной структурой меридиональной ориентировки с силами габброидов сумультинского комплекса (D₃). Рудовмещающие отложения представлены базальтоидами, туфами основного состава, песчаниками, алевролитами, конгломератами нырнинской свиты (D₁₋₂). К зоне разлома приурочены многочисленные проявления урана, представленные минерализованными зонами дробления. Проявления приурочены к меридиональной зоне разлома, местами осложненной надвигами. Возраст оруденения по данным изотопно-свинцового датирования мезозойский. Рассланцованные и брекчированные вулканические породы метасоматически изменены, содержат вкрапленность сульфидов и обильные железистые

охры. Им соответствуют радиоактивные аномалии с интенсивностью от 50 до 2400—3000 мкР/ч. Их размеры в плане от 15—25 × 50—100 м до 300 × 300 м. Параметры урановорудных тел: мощность от 0,7 до 6 м, протяженность по простиранию от 50 до 230 м. В минерализованных зонах содержания урана варьируют от 0,005 до 0,586 %, тория — от 0,0026 до 0,0064 %, калия — от 2 до 6 %.

Субвулканические образования трахибазальт-риолит-риодацитового саганского (D_{1-2}) комплекса и приуроченные к ним медные проявления с золотом тяготеют к разлому меридионального простирания. Субвулканические тела сопровождаются флюидо-эксплозивными брекчиями, зонами пропилитизации и аргиллизации. Несколько проявлений меди (Некрасовское, Верхнекызыл-Тобракское и др.) приурочены к туффизитам и порфировым базальтам верхней подсвиты нырнинской свиты нижнего—среднего девона. Они ассоциируют с эпитермальными проявлениями урана (Сумультинским, Айрыкским, Грозовым и др.). Проявления эпитермального золото-серебряного типа, близкого к высокосульфидизированному подтипу, тесно ассоциируют с проявлениями меди и урана [138]. Медная минерализация имеет прожилково-вкрапленный тип и представлена халькопиритом, халькозином, ковеллином, борнитом в кварц-карбонатных прожилках и вторичными: малахитом и хризokolлой; помимо медных минералов, присутствует гематит. В зоне окисления медных минералов в тонких кварцевых прожилках шестоватого облика наблюдались зерна золота размером 0,05 мм и 0,15 × 0,3 мм. Содержания меди в рудах варьируют от 0,1 до 1 %, концентрации золота — от 0,2 до 2 г/т. Прогнозируемый рудный узел площадью 520 км² не оценивался с позиций возможного медно-золото-порфирового и эпитермального золото-серебряного оруденения. Прогнозируется эпитермальный золото-серебряный тип оруденения. При удельной продуктивности золота 0,6 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории P_3 для рудного узла составляют: $QR_3 = 520 \times 0,6 \times 0,3 = 93,6$ т. Прогнозные ресурсы урана категории P_3 в пределах рудного узла оцениваются в объеме 52 т.

24. *Курайская серебро-золото-ртутнорудная зона* (2.0.11. Hg, Au, Ag) MZ_1 . Размещение ртутного оруденения в целом контролируется Курайским глубинным разломом мантийного заложения. Рудолокализирующими являются оперяющие разломы. Курайской зоне соответствует резкий подъем кровли астеносферы и градиентная зона Δg . В пределах зоны локализуется несколько месторождений и ряд проявлений ртути. Некоторые месторождения недоизучены (Красногорское и др.), и есть все основания ожидать открытия новых месторождений ртути. Площадь Курайской ртутнорудной зоны 1950 км². Прогнозируется ртутный листовитовый тип оруденения. Продуктивность ртути для рудной зоны 1,5 т/км². При коэффициенте геологического подобия 0,8 и вышеприведенных параметрах прогнозные ресурсы ртути категории P_3 составят: $QR_3 = 1950 \times 1,5 \times 0,8 = 2340$ т.

В пределах Курайской ртутнорудной зоны вдоль Чаган-Узунского разлома распространены вулканиты кислого состава раннедевонского возраста. Их протяженность около 30 км при ширине выходов до 2 км и более. На р. Тьдтугем среди таких вулканитов выявлена минерализованная зона кварц-барит-карбонатного состава мощностью не менее 45 м и протяжен-

ностью до 400 м. Зона приурочена к разлому, проходящему в ядре опрокинутой антиклинальной складки. Из рудных минералов наиболее характерны тетраэдрит, халькозин, халькопирит, менее распространены пирит, спорадически — галенит, сфалерит, дигенит. В тетраэдрите отмечены тонкие включения энаргита. В пробах-протолочках, отобранных из обломочного материала рудной зоны, содержится золото в количестве от 2 до 56 знаков с размерностью от пылевидных — менее $0,05 \times 0,05$ мм и более крупных — $0,2 \times 0,05$ мм. По спектральному анализу геохимических проб содержания золота варьируют от 1 до 8 г/т. По геологическому положению и вещественному составу проявление относится к нетрадиционному для Курайской ртутнорудной зоны эпитермальное высокосульфидизированному золото-серебряному типу. При удельной продуктивности золота для золото-серебряного типа оруденения 200 кг/км^2 и коэффициенте геологического подобия 0,5 прогнозные ресурсы категории P_3 составят: $QR_3 = 1950 \times 0,2 \times 0,5 = 195 \text{ т}$.

25. *Чибит-Актуринский медно-золоторудный узел* (2.0.12. Au, Cu) PZ_2 располагается в тектоническом блоке, сложенном известняками с прослоями силицилитов баратальской серии (R_3-V), метабазами, парасланцами, кварцитами, известняками арыджанской свиты (R_3), красноцветными терригенными отложениями белькенекской свиты (E_{2-3}) горноалтайской серии, рассеченными разломами запад-северо-западной ориентировки и интродуцированными малыми телами и дайками топольнинского комплекса (D_{2-3}). Разломы, малые тела и дайки топольнинского комплекса в рудном узле играли активную роль при формировании медного оруденения (Чибитское медное месторождение и многочисленные жильные проявления и пункты минерализации меди и золота, а также комплексной минерализации Cu-Au, Ag-Cu-Pb, Cu-Ag, Au-Cu-Ag). В рудном узле (площадь 350 км^2) прогнозируется жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. При удельной продуктивности золота $0,5 \text{ т/км}^2$ и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 составят: $QR_3 = 35 \times 0,5 \times 0,3 = 52,5 \text{ т}$.

26. *Потенциальный Сокпанды-Чичкетерекский флюорит-серебряно-золоторудный узел* (2.0.13. Au, Ag, fl) $V-PZ_1, MZ_1$ располагается в междуречье Сокпанды-Чичкетерек. Здесь среди углисто-глинистых образований тыдтуярыкской свиты (E_1) с повышенной карбонатностью проявлены эксталяционно-осадочные сегрегационные и струйчатые сульфидные образования (пирит нескольких генераций, пирротин, редко арсенопирит) с золотом. Они располагаются в существенно глинистых породах регрессивных ритмов и локализуются по разрезу выше лавовых потоков плагиориолит-порфиоров. Содержание $C_{\text{орг}}$ в породах варьируют от 0,4 до 2,5 %. Углеродисто-терригенные образования тыдтуярыкской свиты пронизаны дайками и силлами долеритов, диоритов, реже гранодиоритов. Местами терригенно-черносланцевые образования свиты интродуцированы габбро-плагиогранитовыми интрузиями таджилинского комплекса (E_2-O_1). В рудном узле отмечается значительное количество проявлений золота, серебра, меди. В рудном узле прогнозируется золото-черносланцевый тип оруденения, относимый к каледонскому циклу. Площадь рудного узла 600 км^2 . При удельной продуктивности золота $0,3 \text{ т/км}^2$ и коэффициенте геологическо-

го подобия 0,6 прогнозные ресурсы золота категории P_3 составят: $QR_3 = 600 \times 0,3 \times 0,6 = 93$ т.

В рудном узле известны проявления плавикового шпата. Наиболее изученным из них является Янтерекское проявление флюорита, имеющее все признаки стратиформного метасоматического типа, образовавшегося по карбонатному протолиту, имеющее синформный характер локализации со специфическими полосчатыми и бурундучными рудами. Для стратиформного оруденения флюорита, аналогом которого может служить сходное оруденение Таскайнурского рудного узла в Казахстане (с удельной продуктивностью флюоритовой руды от 25 до 40 тыс. т/км²). При удельной продуктивности флюоритовой руды 30 тыс. т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,7 прогнозные ресурсы флюоритовой руды составят: $QR_3 = 600 \times 30 \times 0,7 = 10,8$ млн т.

3. Fe, Au, Mo, Be (PZ_2 , MZ_1) Западно-Саянская редкометалльно-золото-железородная минерагеническая область

Охватывает Телецко-Чулышманский, Абакано-Шапашальский тектонические блоки и ряд зон западной части Западного Саяна и Юго-Западной Тувы. Здесь широко распространены метаморфические образования курайского комплекса, вулканогенные образования кужебазинской (D_1) серии, интродуцированные гранитоидами кубадринского (D_2) и атуркольского (P_2-T_1) комплексов, а также мезозойскими редкометалльными пегматитами с оруденением лития и бериллия. Для тектонических блоков характерны: повышенная мощность земной коры (54–57 км), относительно низкое положение астеносферного слоя (160 км и более) [255]. В пределах области широко распространены терригенно-вулканогенные разрезы карагольской свиты (E_1), офиолиты, а в среднем палеозое – терригенно-вулканогенные (риолитовые) отложения кужебазинской серии (D_1), гранитоиды кубадринского и каракудюрского (D_2) комплексов. Для силурийских прогибов минерагенической области характерно скарновое промышленное оруденение железа (Верхнеабаканский рудный район), в поднятиях отмечаются мелкие проявления золота, а также молибдена, меди, кобальта, никеля. Для металлогении наиболее позднего позднегерцинско-мезозойского и мезозойского этапов определяющую роль играли гранитоиды атуркольского комплекса (P_2-T_1), с которыми связано оруденение золота, золото-редкометалльных скарнов, а также Прителецкий пояс редкометалльных пегматитов.

27. *Прителецкий редкометалльный рудный узел* (3.0.1. Be, Li, Ta) MZ_1 ? приурочен к меридиональному Прителецкому пегматитовому поясу длиной до 60 км, расположенному восточнее Телецкого озера и параллельно ему. Большая часть пегматитовых полей локализована в пределах ранне-среднедевонского Абаканского массива кубадринского комплекса. Наряду с преобладающими телами обычных мусковитовых и керамических пегматитов встречаются рои редкометалльных пегматитовых тел с бериллом, колумбитом-танталитом, сподуменом, апатитом. Наиболее концентрирован-

ное оруденение редких металлов локализовано в двух прогнозируемых рудных полях: Тузактинском (альбитовые пегматитовые жилы в амфиболитизированных габбро Тузактинского штока) и Челюшском. Пегматиты явно наложены на девонские гранитоиды и имеют, вероятно, раннемезозойский возраст. Прогнозирование в рудном узле не проводилось, так как объект почти целиком расположен на территории Алтайского заповедника.

28. *Верхнеабаканский железорудный район* (3.1. Fe) PZ₂ приурочен к фронтальной зоне сочленения Телецко-Чулышманской и Абакано-Шапшальской структурно-формационных зон и к узлу пересечения крупных разломов северо-западной (Шапшальский, Чулышманский) и северо-восточной (Еринатский, Казырсугский) ориентировки. На площади рудного узла распространены амфиболит-гнейсово-кристаллосланцевые образования курайского и шапшальского комплексов, metabазальты, реже метариолиты, туфы, песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, конгломераты, протяженные пласты известняков карагольской свиты (Є₁), ритмичнослоистые метапесчаники, метаалевролиты, с прослоями гематито-кремнистых сланцев, малоабаканской серии (Є₁₋₃), известняки, песчаники, конгломераты, туффиты, вулканиты кислого и среднего состава ярышкольской свиты (S₁). Рудовмещающими являются карбонатные породы ярышкольской и карагольской (к востоку от Телецкого озера) свит. Рудогенерирующие гранитоидные массивы относятся к девонским кубадринскому и каракудюрскому комплексам. В рудном узле располагаются крупное Волковское скарново-магнетитовое месторождение, среднее Ярышкольское, малое Казырсугское и ряд слабоизученных проявлений железа. Карагольский перидотит-пироксенит-габбровый интрузив (полосчатый комплекс офиолитовой ассоциации венда—нижнего кембрия) содержит слабоизученное вкрапленное ильменитовое оруденение. Ему соответствуют интенсивные положительные гравитационная и магнитная аномалии. Весьма перспективный по геологическим предпосылкам и прямым поисковым критериям рудный район расположен в высокогорной, лишенной дорог, труднодоступной местности, на территории с крайне неблагоприятной инфраструктурой и поэтому вряд ли представляет практический интерес в настоящее время. В то же время геологическое его изучение необходимо продолжить.

29. *Волковско-Ярышкольский железорудный узел* (3.1.1. Fe) PZ₂ представляет собой компактную наиболее продуктивную часть Верхнеабаканского рудного района, в которой находятся наиболее крупные и перспективные железорудные объекты — Волковское и Ярышкольское месторождения. Пространственно рудный узел совпадает с тектонически нарушенной восточной частью Еринатской мульды, где распространена рудовмещающая ярышкольская свита, прорванная гранитоидами кубадринского комплекса с образованием скарново-магнетитовых тел промышленных масштабов. Значительная роль в формировании оруденения отводится базальт-андезит-риолитовой толще нижнеярышкольской подсвиты, которую С. С. Долгушин считает девонской, и многочисленным дайкам габбро-долеритов верхнеабаканского комплекса предположительно позднедевонского возраста. Предполагается, что богатое гидротермально-метасоматическое (скарновое) оруденение было подготовлено предшествующей вулканической деятельностью с формированием сингенетичной кремнисто-гематитовой минерализации. Подсчет прогнозных ресурсов по рудному узлу не производился.

30. *Потенциальный Атуркольский золоторудный узел (3.0.2. Au) PZ₁, MZ₁* выделен в районе одноименного гранитоидного массива раннетриасового возраста. В его эндо- и экзоконтакте обнаружены проявления золота, вольфрама, молибдена, кобальта. В пределах Атуркольского рудного узла выделяется минерализация жильного золото-сульфидно-кварцевого типа, а также скарновые золото-вольфрамовые, грейзеновые молибден-вольфрамовые проявления. Общая площадь рудного узла 550 км². Кроме отчетливо проявленной редкометалльно-золоторудной минерализации, связанной с юным Атуркольским массивом, в рудном узле имеются признаки и более древнего золото-сульфидного оруденения в метабазитовых зеленых сланцах позднерифейского саратанского метаморфического комплекса. В этой связи рудный узел представляет интерес для поисков полигенных и полихронных комплексных редкометалльно-золотых месторождений. В южном экзоконтакте массива выявлено несколько проявлений скарнов, из которых наиболее крупным является *Скарновое*. Диопсид-гранатовые скарны, кроме того, содержат скаполит, волластонит, везувиан, тремолит, эпидот, редко турмалин. В ранних прожилках кварца с альбитом встречается шеелит. Сульфидные минералы представлены пирротином, арсенопиритом, халькопиритом, образующими вкрапленность в кварце и скарновых минералах. Содержания золота варьируют от следов до 3 г/т. Золото-сульфидно-кварцевое проявление *Атбаши* приурочено к разлому в южном экзоконтакте Атуркольского массива. В кварцитах и метабазальтах саратанского комплекса наблюдается зона дробления и рассланцевания шириной несколько метров и протяженностью до 1 км. В зоне отмечена вкрапленность и изредка линзы массивных сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит, кобальтин, пентландит, халькопирит, висмутин, марказит). Околорудные метасоматиты представлены пропилитами. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в крайней западной части зоны, где содержания сульфидов (преобладает пирротин) достигают 45–50 % при мощности зоны до 15 м. Существенную примесь составляют пирит, халькопирит, ильменит. Содержания золота в зоне достигают 15,6 г/т, серебра – 119 г/т. Концентрации золота в пирротине составляют 1,55 г/т, в пентландите – 5 г/т, арсенопирите – 3,2 г/т. Мощности рудных тел изменяются от нескольких сантиметров до 15 м. Тела следятся по простиранию до 700 м.

В рудном узле прогнозируется жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения. При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории P₃ в рудном узле составят: QP₃ = 550 г 0,5 г 0,3 = 82,5 т.

4. Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, U (V–C₁ (?), MZ₁) Хархирино-Централнотувинская многометалльная минерагеническая зона (с полиметаллическим и комплексным эпитермальным оруденением)

С наиболее ранним этапом (V–C₁) связано формирование терригенно-карбонатных образований сарыгиматейской толщи с эксгальциционно-осадочным полиметаллическим оруденением. Рудовмещающие металло-

текты этого типа оруденения последующими процессами оказались тектонически разобщены, обнаруживаются в тектонических клиньях вдоль Кубадринско-Курайского разлома. Для тектонических блоков характерно постепенное повышение кровли астеносферного слоя в восточном направлении [255]. Металлогеническую специфику области определяют проявления железа, а также эпитермальные сульфоарсенидные проявления меди, кобальта, никеля, связанные с крупными активизированными в мезозое разломами северо-западного простирания (Каргинская рудная зона и др.). Возможны открытия характерных для Западного Саяна и Центральной Тувы медно-молибден-порфировых объектов.

31. *Потенциальная Каргинская медно-никель-кобальтовая рудная зона* (4.0.1. Co, Ni, Cu) MZ₁ приурочена к системе сопряженных региональных разломов (Карахольского и Каргинского) в районе резкой смены их простираний с северо-западного на субширотное. Большая часть зоны расположена к востоку от района работ, на листе М-46. Стратифицированные образования рудной зоны представлены метабазальтами, реже метариолитами, туфами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами, конгломератами карагольской свиты, метасланцами сютхольской свиты и терригенными флишоидами ишкинской свиты нижнего кембрия, ордовикско-силурийскими известковистыми породами чергакской серии, а также вулканитами кислого, среднего, реже средне-основного состава, туфами, игнимбритами, терригенными образованиями кужебазинской серии (D₁). В рудном узле локализуются гранитоидные массивы джойского комплекса и многочисленные дайки долеритов пермо-триасового и возможно юрского возраста, дайки гранит-порфиров и риолитов. С ними ассоциируют проявления медно-порфирового типа (Каат-Тайгинские 1–3 и др. – с содержаниями меди до 1 %) и прожилково-вкрапленные медно-серебряные и никель-кобальтовые сульфоарсенидные эпитермальные руды мощных (10–40 м) минерализованных зон (с содержаниями меди 0,1–1 % и серебра – 20–30 г/т). Предполагается наличие золота в составе медно-порфировых объектов. По преобладающему прожилково-вкрапленному медно-порфировому оруденению в этой зоне (площадью 2100 км²) прогнозные ресурсы меди категории P₃ оценены в объеме 336 тыс. т (2100 × 200 × 0,8 = 336).

32. *Сарыгиматейская полиметаллическая рудная зона* (4.0.2. Pb, Zn) V–Є₁ (?) приурочена к тектоническим клиньям в зоне Курайского разлома на его сопряжении с Шапшальско-Кобдинским. Продуктивная венд-нижнекембрийская(?) известняково-терригенная сарыгиматейская толща со стратиформным полиметаллическим оруденением оказалась растащена вдоль дизъюнктивов, что затрудняет оценку прогнозных ресурсов и проведение поисковых работ на этот тип оруденения. Предполагаемый аналог – стратиформное оруденение в терригенных комплексах типа SEDEX (аналог – Филизчайский тип на Кавказе). Удельная рудоносность суммы свинца и цинка филизчайского типа для ранга рудного узла составляет 0,0425 млн т/км² [314]. В тектоническом блоке с продуктивной сарыгиматейской толщей можно прогнозировать одно среднее или крупное свинец-цинковое месторождение.

5. Fe, Mn, Co, Sc, Au (PZ₂₋₃, MZ₁(?)) Коргоно-Теректинская золото-скандий-кобальт-марганцево-железородная минерагеническая зона

Эта минерагеническая область приурочена к северо-западной части составного Алтае-Монгольского мегаблока. Его северной границей является Чарышско-Теректинская зона глубинного взбросо-сдвига. Мощность земной коры и базито-гранулитового слоя в тектонических блоках области ступенчато увеличиваются в восточном направлении (от 50 до 60 км, и от 30 до 36 км соответственно) [255]. Девонский вулканогенно-терригенный Коргонский и другие, более мелкие, прогибы и грабены в этой области образовались в условиях сдвига-раздвиговых напряжений, непосредственно связанных с активностью зоны Чарышско-Теректинского глубинного разлома и дизъюнктивов, его оперяющих. Вулканогенно-терригенные прогибы этой области параллельны своими длинными осями к зоне этого разлома. Магматизм и оруденение в этой области резко отличаются от ранее рассмотренных металлогенических областей. Позднепалеозойско-мезозойский гранитоидный магматизм и активизация гидротермальной деятельности вдоль крупных разломов привели к дополнительному концентрированию железа из первичных бедных кремнисто-гематитовых руд вулканогенно-осадочного генезиса с образованием промышленных скарных и гидротермально-метасоматических залежей богатых магнетитовых руд и к формированию приразломных эпитептермальных месторождений и проявлений кобальта, никеля, скандия, урана, вольфрама, ртути и золота.

33. *Холзуно-Белорецкий золото-скандий-кобальт-марганцево-железородный район* (5.1. Fe, Mn, Co, Sc, Au) (PZ₂₋₃, MZ₁(?)) приурочен к среднепалеозойскому Коргонскому тафрогенному прогибу, расположенному в зоне перехода от каледонид Горного Алтая к герцинидам Обь-Зайсанской складчатой области. Рудовмещающие терригенно-вулканогенные отложения коргонской свиты, определяющие железорудную специфику рудного района, характеризуются большой мощностью (до 6 км). Интрузивный магматизм представлен крупным Белоубинским батолитом, а также небольшими телами биотитовых гранитов Талово-Тургусунского массива, дайками позднепалеозойских—раннемезозойских долеритов, диоритов, гранит-порфиров. Оруденение представлено гидротермально-осадочными образованиями железа и марганца, а также жильными проявлениями золото-сульфидно-кварцевого типа, сопровождаемыми россыпями золота. Здесь же отмечается позднепалеозойско-раннемезозойское эпитептермальное кобальтовое оруденение, наложенное на девонские скарны (Владимировское месторождение).

34. *Кумирский золото-редкоземельно-скандиевый рудный узел* (5.1.1. Sc, TR, Au) (PZ₂₋₃, MZ₁(?)) приурочен к северной части Коргонского прогиба, прилегающей к глубинному Чарышско-Теректинскому разлому. Территория рудного узла сложена девонскими базальт-андезитовыми образованиями ергольской и кумирской и дацит-риолитовыми коргонской свит, а также карбонатно-терригенными отложениями нижнего девона. Вулканогенные разрезы в тесной ассоциации с субвулканическими трахириолит-порфирами коргонского комплекса слагают крупную

вулcano-тектоническую ринг-структуру центрального типа диаметром более 25 км. Западная периферия ринг-структуры интродуцирована суб-вулканическими гранитами коргонского комплекса (D_{1-2}). Вулcano-тектоническая структура тектонически расчленена разломами субширотной и северо-западной ориентировки. Нарушения сопровождаются мощными зонами расланцевания и метасоматических изменений с сульфидной минерализацией. Здесь же отмечаются шлиховые ореолы золота.

Выделенный рудно-россыпной узел площадью 800 км² характеризуется рудопоявлениями и пунктами медно-полиметаллически-серебряно-золоторудной минерализации, литохимических и шлиховых ореолов и потоков золота, пространственно сближенных с золотоносными россыпями бассейна р. Кумир. Золотое оруденение, как правило, проявлено в кварцевых жилах с медно-полиметаллической сульфидной минерализацией, прорывающих вулcanoгенно-осадочные образования раннего—среднего девона и контролируется зонами дробления в оперяющих разломах субширотной ориентировки, в меньшей мере — субвулканическими телами кислого состава. Сгущение золотоносных кварцевых жил, барит-полиметаллических, медно-полиметаллических, жильных золото-сульфидно-кварцевых наблюдается в междуречье Красноярка—Березовка и в верховьях р. Кытма, в связи с чем здесь прогнозируются Кумирское золоторудное и Кытминское золоторудное поля (с проявлениями Красноярское, Казинихинское, Антонов-Коргонское). Ожидаемый тип оруденения — золото-сульфидно-кварцевый жильный в вулcanoгенно-осадочных комплексах активной окраины континента. Кроме того, район перспективен на обнаружение эпитеpмального золото-серебряного оруденения. Перспективы руднороссыпного узла также связываются с аллювиальными золотоносными россыпями. При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² для жильного типа и коэффициенте геологического подобия 0,3 прогнозные ресурсы золота категории P_3 составят: $QR_3 = 800 \times 0,5 \times 0,3 = 120$ т.

35. *Холзуно-Коксинский марганцево-железорудный узел* (5.1.2. Fe Mn) (PZ_{2-3} , $MZ_1(?)$) локализуется в пределах Коргонского прогиба, выполненного терригенно-вулcanoгенным разрезом коргонской свиты, мощность которой достигает здесь 6,0 км. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в позднеэмское время с преимущественным накоплением лав и туфов риолитовых и дацитовых порфиров, реже андезитов коргонского вулканического комплекса. Рудовмещающая толща смята в линейные складки, осложненные дизъюнктивами и зонами расланцевания. В рудном узле пространственно совмещены месторождения и проявления железа (Холзунское, Коксинское II) с месторождениями и проявлениями марганца (Прозрачное, Коксинское I, Ночная Коксу). Имеются перспективы выявления новых месторождений железа и марганца. Площадь рудного узла 900 км². Для оруденения железа коэффициент рудоносности составляет 0,003 на 1 м² и содержания железа 15 %. При подвеске оруденения на 200 м и объемной массе руды 3т/м³ прогнозные ресурсы железа категории P_3 составят: $QR_3 = 900\ 000\ 000 \times 0,003 \times 200 \times 3 \times 15 = 243$ млн т.

6. Ag, Sb, Bi, Co, W, Mo, Cu, Au, fl (PZ₃–MZ₁?) **Улгий-Юстыдская многометалльная минерагеническая зона** **с комплексным эпитермальным оруденением**

К фамену–девону рифтогенный Делюно-Юстыдский прогиб с мощным углеродисто-терригенным флишоидным разрезом среднего–верхнего девона испытал стабилизацию. Проявившийся на границе фамен–турне высококалийевый гранитный интрузивный магматизм Юстыдского прогиба, способствовал формированию вольфрамового и жильно-грейзенового молибденового оруденения в надынтрузивной зоне лейкогранитовых куполов (Моген-Буренский участок). Сближенное проявление процессов оруденения позднепалеозойской и раннемезозойской тектоно-магматических стадий, а также унаследованность развития рудоподводящих разломов обеспечили проявление телескопированного оруденения и совмещение на некоторых месторождениях полихронного оруденения (Каракуль, Калгутинское и др.).

36. *Тошанский золоторудный узел* (6.0.1. Au) D_{2–3}, MZ₁ приурочен к северной части тектонизированного Юстыдского прогиба, выполненного девонскими терригенными образованиями, инъецированными роями даек долеритов и спессартитов теректинского комплекса (P₂–T₁). Местами черносланцевые разрезы содержат повышенные количества углерода и содержат зоны прожилковой кварцевой минерализации с сульфидами. Золотое оруденение ассоциирует с дайками долеритов и спессартитов теректинского комплекса. В пределах рудного узла локализуется несколько проявлений жильного золото-сульфидно-кварцевого типа, среди которых наиболее изученным является Тошанское, описанное в гл. «Полезные ископаемые». В рудном узле (площадь 200 км²) прогнозируется жильный золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения, сформированный в мезозойский цикл. При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,6 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QR_3 = 200 \times 0,5 \times 0,6 = 60$ т.

37. *Юстыдский молибден-редкометалльно-сереброрудный (многометалльный) рудный узел* (6.0.2. Ag, Sb, Bi, Co, W, Mo, Cu, Au, fl) (PZ₃–MZ₁) приурочен к рифтогенному Делюно-Юстыдскому прогибу. В составе осадочного выполнения прогиба доминируют средне-верхнедевонские терригенные флишоидные углеродистые отложения юстыдской серии. Они прорваны высококалийевыми умереннощелочными лейкогранитовыми массивами юстыдского комплекса (D₃–C₁): Тоштуозекским, Барбургазинским, Юстыдским. По геофизическим данным, на глубине они объединяются в единый плутон, с которым связано вольфрамовое, бериллиевое и оловянное оруденение. В распространении эпитермального жильного серебро-сульфосольного, серебро-свинцового оруденения определяющую роль играли крупные разломы: Курайско-Кобдогольский, Толбонурский, Шибетинский. Для Юстыдского прогиба характерны пониженная плотность гранито-метаморфического слоя (2,74 г/см³), повышенные значения мощностей базито-гранулитового слоя (33–36 км) и земной коры (57–60 км) [255]. Эпитермальное оруденение приурочено к зонам разломов, контролирующим внедрение даек долеритов и лампрофиров (J₁), относящимся к про-

изводным щелочно-базальтовой мантийной магмы. Эпитермальное оруденение кобальта и серебра являются звеньями единого ряда рудных формаций Алтае-Саянской складчатой области [177, 178]: арсенидной никель-кобальтовой – эпитермальной свинцово-цинковой – флюоритовой – серебряно-сульфосольной – ртутной. По сути это единый рудный комплекс, являющийся звеном единой пятиэлементной формации, связанной с мезозойским минерагенезом. В рудном узле, помимо вышеупомянутых традиционных типов оруденения, в 2004 г. выявлены признаки принадлежности известных проявлений к комбинированному медно-порфировому (Коксаир, Отсалар, Бошту) и эпитермальному золото-серебряному (Коксаир) типам. В медно-порфировых и эпитермальных золото-серебряных образованиях Коксаира, Отсалара, Бошту содержания меди варьируют от 0,1 до 1 %. Оруденение связано с очаговыми вулкано-плутоническими структурами. На участке Коксаир к югу от известного Коксаирского серебро-ртутного проявления среди алевролитов и туффитов нижнего девона выявлена жила кварц-карбонатного состава с вкрапленностью сульфидов с содержанием золота 4 г/т. В рудном узле прогнозируется нетрадиционное медно-порфиоровое оруденение. Площадь рудного узла 1905 км². Удельная продуктивность меди порфирового типа 200 т/км². При коэффициенте геологического подобия 0,8 прогнозные ресурсы меди категории P₃ составят: QP₃ = 1905 × 200 × 0,8 = 305 тыс. т. В результате проведения поисковых и поисково-оценочных работ [296, 297] были определены прогнозные ресурсы серебра для включенной в состав Юстыдского рудного узла Озерно-Асхатинской сереборудной зоны по категории P₃ в объеме 13,8 тыс. т.

7. W, Mo, Ta, Li, Cu, Fe (MZ₁, PZ₂) Монголо-Алтайская железо-медь-редкометалльно-вольфрамоворудная минерагеническая область

Минерагенический потенциал этой области ранних каледонид (Холзуно-Чуйской структурно-формационной зоны) сформировался в течение среднего и позднего палеозоя и раннего мезозоя. В этот период здесь происходило формирование кремнисто-гематитового железооруденения вулканогенно-осадочного генезиса в связи со среднепалеозойским вулканизмом, а также порфирового оруденения меди, гидротермального (спекулярита) и скарнового железа, золота в ассоциации с интрузивными гранитоидными порфиоровыми комплексами (субвулканические тела аксайского вулканического комплекса и раннетриасовые латиты тархатинского комплекса). В отличие от типовых активных континентальных окраин андийского типа, порфиоровое оруденение Алтае-Монголо-Алтайской области связано не с андезитоидным магматизмом, а с гранит-лейкогранитовым повышенной калиевости. Металлогеническая ценность рассматриваемой области заключается, кроме железа, меди и спекулярита (средний палеозой), в широком проявлении мезозойских редкометаллоносных гранитных тел, сопровождаемых комплексным молибден-вольфрамовым, литий-танталовым, бериллиевым, урановым, медно-молибденовым оруденением.

38. *Чиндагатуйский железо-медь-редкометалльно-вольфрамоворудный рудный район* (7.1. W, Mo, Ta, Li, Cu, Fe) (MZ₁) располагается в центральной и восточной частях Холзуно-Чуйской структурно-формационной зоны и выходит за ее пределы на территорию Восточного Казахстана, Китайского Синцзяна и Северо-Западной Монголии. Судя по комплексным геофизическим материалам, рудный район имеет структуру в виде кольцевого валлообразного поднятия, вдоль которого вскрываются массивы рудоносного чиндагатуйского комплекса и располагаются редкометалльные рудные узлы. На схеме интерпретации гравимагнитных данных выделяются радиальные зоны повышенной магнитности пород. С одной из таких зон совпадает Алахинское рудное поле. Металлогеническую специфику его определяют самые молодые высокопродуктивные гранитоидные комплексы: чиндагатуйский (J₁cn) гранит-лейкогранитовый с Чиндагатуйским и Калгутинским ареалами, алахинский редкометалльных гранитов (J₁a) и восточнокалгутинский литий-фтористых лейкогранитов (J₁vk). Алахинское редкометалльное месторождение приурочено к одноименному комплексу лейкократовых гранитов. Оруденение генетически связано со сподуменсодержащими субщелочными гранит-порфирами и лейкогранитами, а также с дайками сподуменовых гранит-порфиров. Рудогенерирующие алахинские гранитоиды характеризуются самой высокой восстановленностью флюидов и максимальной активностью HF среди всех гранитоидов Горного Алтая. Специфику металлогенического подразделения определяет многообразие типов оруденения: грейzenовое литий-тантал-ниобиевое, кварцево-грейzenовое вольфрам-молибденовое, никель-кобальтовое арсенидное, серебряно-сульфосольное. Из нетрадиционных типов оруденения можно отметить золото-медно-порфировое.

39. *Алахинский редкометалльный рудный узел* (7.1.1. Ta, Li) MZ₁ приурочен к области развития массивов и даек плюмазитовых лейкогранитов чиндагатуйского комплекса (J₁). Становление большей части гранитоидных массивов этого мезоабиссального комплекса завершалось образованием литий-фтористой геохимической фации в апикальных частях массивов заключительных интрузивных фаз и формированием грейzenового, жильно-штокверкового оруденения молибдена, вольфрама, бериллия. В связи с активной эманационной дифференциацией в глубоких магматических очагах, происходило образование высокотемпературных высоколитиевых специализированных на тантал и ниобий расплавов, материнских для гипабиссальных тел сподуменовых лейкогранит-порфиров. В пределах рудного узла известны Коккольское, Чиндагатуйское молибден-вольфрамоворудные и Алахинское редкометалльное месторождения, а также перспективное штокверковое проявление Гремящий Кар. В рудном узле прогнозируется штокверковый тип молибден-вольфрамового оруденения. Площадь рудного узла 3000 км². При удельной продуктивности молибдена 10 т/км² и коэффициенте геологического плодობия 0,8 прогнозные ресурсы молибдена категории P₃ составят: QR₃ = 3000 × 10 × 0,8 = 24 тыс. т. Площадь штокверков с вольфрамовым оруденением на проявлении Гремящий Кар и месторождении Чиндагатуй более 1,5 км². Согласно методическим указаниям [162], удельная продуктивность вольфрама для площадей штокверков 0,5–1 км² составляет 50–100 тыс. т. При площади штокверков в рудном

узле более 1,5 км² прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории P₃ составят 150 тыс. т.

40. *Джулалинский редкометалльно-вольфрамоворудный узел* (7.1.3. W, Mo, Be) (MZ₁) обладает геологическим строением и минерализацией, сходной с таковыми Алахинского рудного узла. Анализ геологических данных и геофизических полей показывает, что Джулалинский ареал массивов рудоносного чиндагатуйского комплекса слабо эродирован, что предполагает высокую степень сохранности вольфрамового и редкометалльного оруденения. Утвержденная прогнозная оценка ресурсов P₃ – 40 тыс. т триоксида вольфрама представляется заниженной. На площади рудного узла в пределах контактового ореола гранитных куполов и в надынтрузивной зоне можно рекомендовать детальные поисковые работы.

41. *Калгутинский медно-редкометалльно-молибден-вольфрамоворудный узел* (7.1.3. W, Mo, Be, Cu) (MZ₁) приурочен к одноименной крупной вулканно-тектонической структуре (30 × 45 км), сложенной терригенно-вулканогенными покровными и субвулканическими образованиями трахиандезит-дацит-риолитового аксайского комплекса. Кальдера интродуцирована раннеюрскими предрудными гранитами чиндагатуйского комплекса и дайковым поясом внутрирудных калгутитов, онгонитов восточнокалгутинского комплекса. В связи с гранитами сформировался сложный рудный комплекс, включающий оруденение медно-молибден-порфирового, грейзенового вольфрамитового, штокверкового молибден-вольфрамового типа. Кроме известного Калгутинского месторождения, в рудном узле локализуются Аккольское и Жумалинское со штокверковыми кварц-шеелитовыми рудами. В рудном узле прогнозируется нетрадиционное штокверковое оруденение. Площади штокверков в рудном узле превышают 1,5 км². Согласно Методическим указаниям [162], удельная продуктивность вольфрама для площадей штокверков 0,5–1 км² составляет 50–100 тыс. т. При площади штокверков в рудном узле более 1,5 км² прогнозные ресурсы триоксида вольфрама категории P₃ составят 150 тыс. т.

42. *Ховдинско-Калгутинский железорудный узел* (7.1.4. Fe) D₁ объединяет рудные поля с осадочным кремнисто-гематитовым оруденением (Калгутинское, Водопадное, Эльбисин). Рудный горизонт прослеживается на территорию Монголии, где возможно именно к нему принадлежит Ховдинское железорудное проявление. Прогнозные ресурсы для гематитового горизонта составили (млн т): до глубины 200 м по категории P₁ – 32,8; до горизонта 2500 м по категории P₂ – 1536,5; P₁ + P₂ (до горизонта 2500 м) – 1569,3. По ресурсам горизонт соответствует крупному месторождению.

43. *Потенциальный Тархатинский ураново-золоторудный узел* (7.0.1. Au, U) PZ₃–MZ₁ располагается в области тектонического выклинивания Южно-Чуйского метаморфического блока и расщепления его ограничивающих разломов в виде конского хвоста. В этом месте в зонах растяжения среди дислоцированных и метаморфизованных флишоидов раннего палеозоя сформировалась система субширотных и северо-восточных грабенов, заполненных силурийскими и девонскими отложениями. В этом высокогорном районе широко распространены рои даек лампрофиров, долеритов, микродиоритов мезозойского возраста. В пределах рудного узла известно несколько проявлений золота жильного типа в ассоциации с ураном,

ртутью, вольфрамом и располагаются недоизученные участки Тара I, Тара II, Ирбисту, Азъек, Джанкуль с интенсивно проявленными метасоматитами, зонами прожилково-вкрапленной и жильной кварцевой, кварц-карбонатной, кварц-баритовой минерализации Cu, Bi, Co, Au, Pb, As. В жилах, кроме обычного пирита, встречены теннантит, халькозин, шеелит, галенит, борнит, халькопирит, кобальтин, зигенит. Содержания меди достигают 1,5 %, золота – от следов до 5г/т. В шлихах отмечено золото. На участке Азъек по двум случайным бороздовым пробам содержания золота составили 5 и 10 г/т. В рудном узле локализуются весьма перспективные проявления Елангаш 1, Нижний Елангаш, Аюту, относящиеся к нетрадиционной для региона комплексной золото-уран-редкометалльной формации. Потенциальный золоторудный узел перспективен на несколько типов оруденения: жильный золото-сульфидно-кварцевый и эпитегрмальный золото-ртутный. Оценка прогнозных ресурсов выполнена для жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Площадь рудного узла 470 км². При удельной продуктивности золота 0,5 т/км² и коэффициенте геологического подобия 0,5 прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $QR_3 = 470 \times 0,5 \times 0,5 = 117,5$ т.

44. *Уландрыкский спекулярит-серебро-медно-вольфрамовый рудный узел* (7.0.2. W, Cu, Ag, Fe) PZ₃–MZ₁ совмещает в себе различные типы оруденения меди, железа, серебра, полиметаллов, урана, вольфрама, марганца, флюорита. Он приурочен к крупной вулкано-тектонической депрессии, заложенной по системе разломов на юго-восточном фланге Холзуно-Чуйского поднятия и выполненной вулканидами аксайской свиты (D₁): дацитами, риолитами, трахириолитами, трахидацитами, их туфами и туффитами. В осевой части вулкано-тектонической структуры закартированы субвулканические тела аксайского комплекса (D₁), представленные высококальциевыми умереннощелочными микропегматитовыми лейкогранитами. По периферии Уландрыкской вулканоструктуры встречаются малые тела гипабиссальных лейкогранит-порфиров, дайки трахириолит-порфиров, трахидацит-порфиров (район Красногорского проявления железа). В пределах рудного узла локализуется большой спектр месторождений и проявлений полезных ископаемых: медно-порфировые (Уландрыкское), железорудные контактово-метасоматические (Красногорское), гидротермальные спекуляритовые (Рудный Лог), серебро-полиметаллические (Чаган-Бургазинское), гидротермальные урановые (Черногорское, Аксайское, Буратинское), штокверковые шеелитовые (Урзайсайское), барит-полиметаллические (Ташантинское), золото-сульфидные (Медное), гидротермальные марганцевые (Малошибетинское) и др., относящиеся к герцинскому и мезозойскому этапам. Интерпретация геологических, геохимических, геофизических материалов по территории узла свидетельствует о наличии на глубине не вскрытых интрузивов кислого состава субвулканического типа в северо-восточной части вулкано-тектонической структуры (район Красногорского проявления), которые на поверхности проявляются значительными аномалиями и потоками золота, меди и других элементов. Здесь отмечены комплексные проявления (Cu, Au, Ag). В рудном узле прогнозируется медно-порфировый тип оруденения. Площадь рудного узла 1710 км². Удельная продуктивность меди для порфирового типа оруденения

200 т/км². При коэффициенте геологического подобия 0,8 прогнозные ресурсы меди категории P₃ составят: $QP_3 = 1710 \times 200 \times 0,8 = 274$ тыс. т. На Госбалансе 1998 г. по Урзайсайскому участку числится 75 тыс. т триоксида вольфрама категории P₂. Новых данных для пересмотра прогнозных ресурсов WO₃ по рудному узлу не получено.

ПРОДУКТИВНЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Продуктивными минерагеническими эпохами на описываемой территории были: рифейско-ордовикская, ордовикско-девонская, девонско-раннепермская, позднепермско-юрская и позднемезозойско-кайнозойская.

В *рифейско-ордовикскую эпоху* генерированы несколько рудных комплексов, среди которых важнейшее значение имеют: золото-черносланцевый (каимская, тыдтуярыкская, убинская свиты), карбонатно-терригенный эксгальционно-осадочный полиметаллический (сарыгиматейская толща), ванадий-титан-железорудный (уйменский комплекс). Золото-черносланцевый комплекс представлен полигенными золото-сульфидно-кварцевыми образованиями, близкими по своей природе к концентрации металлов по типу SEDEX (зоны сульфидизации с золотом Сокпанды-Чичкетерекского, Каянчино-Устюбинского рудных узлов). Полиметаллический рудный комплекс в терригенно-карбонатных разрезах венда—нижнего кембрия (сарыгиматейская толща) содержит проявления полиметаллов, серноколчеданные проявления установлены в черносланцевых разрезах тыдтуярыкской свиты (V–E₁). Ванадий-титан-железорудный комплекс (E₁) проявлен в Салганакском расслоенном перидотит-пироксенит-габбровом интрузиве, где оруденение связано с расслоенными метаморфизованными ультрамафитами уйменского комплекса. Платиноносность этого рудоносного комплекса не анализировалась.

Девонско-раннепермская минерагеническая эпоха была наиболее важной в регионе. В эту эпоху сформировались медно-золоторудные комплексы Синюхинского и Элекмонарского рудных узлов, где известны проявления золото-медно-скарнового, золото-скарнового, жильных золото-сульфидно-кварцевого и медно-сульфидно-кварцевого типов. Субвулканический золото-серебряный комплекс Уйменского медно-молибден-золоторудного узла (Чуринское, Сороту, Коно) требует всестороннего изучения, так как содержит в своем составе весьма перспективный и приоритетный тип оруденения — эпитермальный золото-серебряный. В пределах Саганской вулканической постройки возможно выявление эпитермального золото-серебряного и олово-серебряного подтипов золото-серебряного комплекса. Здесь имеются аномалии и потоки золота, олова и серебра. В эту эпоху произошло становление золото-серебряно-меднорудного комплекса в Солонешенском рудном узле. К этому же этапу относятся золотое оруденение Башчелакского, Синюхинского, Быстринского, Баранчинского, Элекмонарского, Кумирского, Верхнечергинского, Уйменского, Некрасовско-Кызылтобракского, Клыкского, Чибитско-Актуринского рудных узлов, а также железорудное и марганцевое оруденение Верхнеабаканского района, Холзуно-Коксинского, Калгутино-Ховдинского, Уландрыкского рудных узлов.

Менее изучены золото-серебряно-полиметаллический (Саганы-Кылайский рудный узел) и порфиновый медно-молибден-золоторудный комплексы. Золото-молибден-медно-порфиновый комплекс представлен месторождением Кульбич и несколькими проявлениями медно-порфировой и полиметаллической (Ильинско-Урсульская потенциальная рудоносная зона) и золото-медно-порфировой (потенциальный Яломанский золото-меднорудный узел) формаций.

Позднепермско-юрская минерагеническая эпоха ознаменовалась становлением единого генетического ряда формаций эпитеpmальных месторождений: арсенидной никель-кобальтовой, свинцово-цинковой, флюоритовой, серебряно-сульфосольной, ртутной на юге Горного Алтая [177]. Указанный ряд рудных формаций представляет собой единый рудный комплекс. Отдельные фрагменты рудного комплекса распространены и в других участках Горного Алтая (флюоритовые проявления Западный Янтерек, Каяс). Вероятно, в этот же рудный комплекс следует включать и проявления золото-ртутного типа (Сарасинская золото-ртутнорудная зона, прогнозируемый Козуль-Устьканский золото-ртутнорудный узел, прогнозируемая Сибирячихинская золото-сурьмяно-ртутная зона). Рассматриваемая минерагеническая эпоха отмечена становлением вольфрам-молибден-тантал-ниобиевого рудного комплекса Белокурухинского рудного узла, в котором образовались проявления и месторождения жильного, грейзенового, скарнового и пегматитового типов. В позднепалеозойско-раннемезозойский этап сформировалось оруденение Слюдянско-Каракольской редкометалльной рудной зоны. В эту же эпоху, но позднее был сформирован бериллий-молибден-вольфрамовый рудный комплекс Калгутинского рудного узла, а также литий-тантал-ниобиевый Алахинского рудного узла, представляющие несомненные перспективы для наращивания ресурсного потенциала редких металлов. Обширное семейство эпитеpmального оруденения кобальта, серебра, урана, золота, полиметаллов генерированы также в этот период – Бельгебашская флюоритоносная зона, Юстыдский и прогнозируемые Сумульгино-Айрыкский и Тархатинский рудные узлы. В мезозое происходило формирование сложных формационных типов оруденения, включающих комплекс редких металлов и золота – потенциальный Атуркольский рудный узел, вольфрама, золота и урана – прогнозируемый Тархатинский рудный узел.

Позднемезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха привела к формированию комплекса полезных ископаемых кор выветривания (проявления марганца Сугул, Колбашка и др.; золота в коре выветривания, участки Баранчинского рудного узла: Иерусалимский, Конторский и др., а также бурых железняков и урана инфильтрационного типа (район Сарасы). К этому же этапу относятся урановые проявления на севере Белокурухинского редкометалльного узла и крупнейшее Искровское месторождение термальных радоновых вод курорта «Белокураха». В завершение эпохи сформировались многочисленные россыпи золота (Ануйская, Баранчинская, Ашпанакская, Синюхинская и др.). В некоторых россыпях присутствуют платиноиды (Никольская, Иерусалимская, Каянчинская, Светлая, Аскагысканская), что позволяет выделять единый благороднометалльный россыпной комплекс.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На рассматриваемой территории сочленяются две крупные гидрогеологические структуры первого порядка — Алтае-Саянская и Западно-Сибирская артезианская области. В пределах Алтае-Саянской гидрогеологической области выделяются Горно-Алтайская и Западно-Саянская системы гидрогеологических массивов и межгорные артезианские бассейны (Чуйский, Джулукульский, Курайский, Уймонский и др.). В пределах платформенной части выделяется Кулундинско-Барнаульский артезианский бассейн второго порядка (его южное окончание), входящий в состав Западно-Сибирской артезианской области (рис. 16).

По возрасту и с учетом состава и степени метаморфизма водовмещающих пород в пределах региона выделены водоносные комплексы с порово-пластовыми, карстово-пластовыми, порово-трещинно-пластовыми и трещинно-пластовыми скоплениями подземных вод и водоносные зоны трещиноватости, характеризующиеся развитием трещинных и трещинно-жильных скоплений подземных вод.

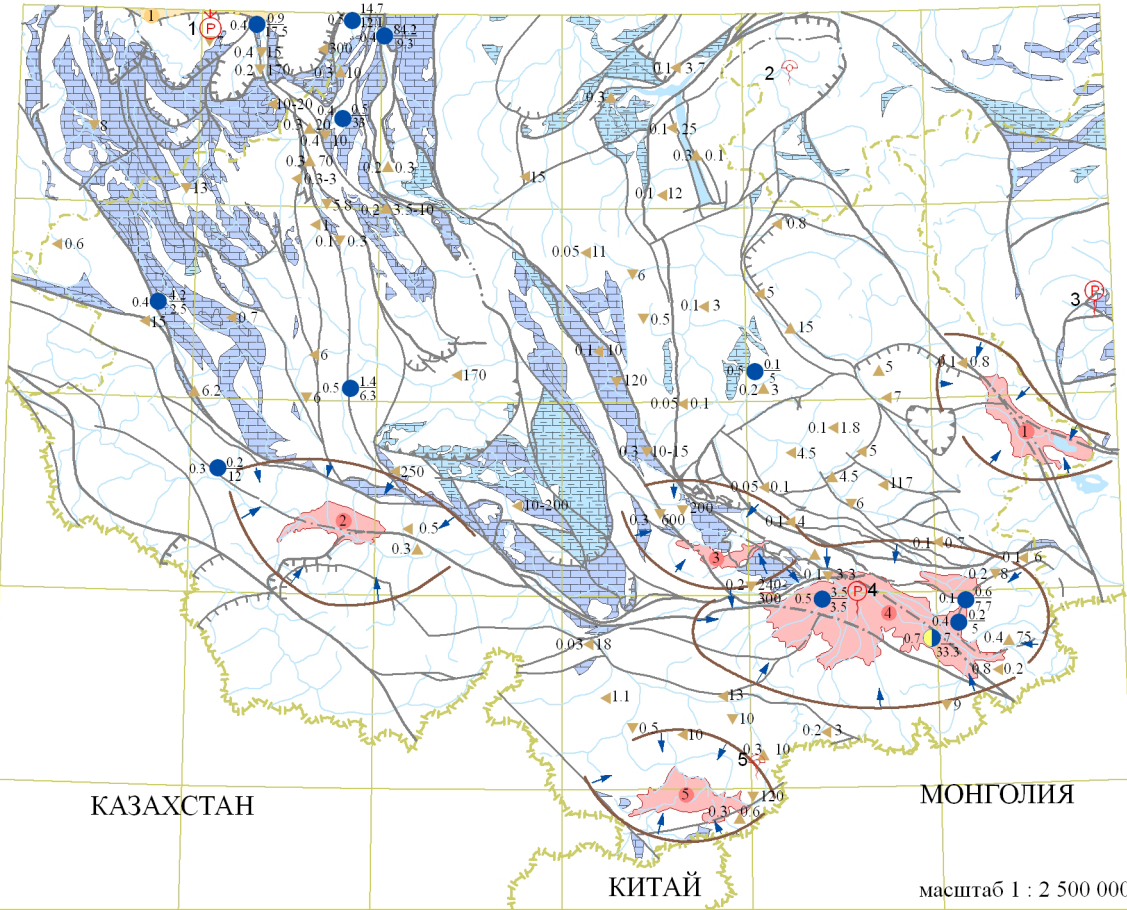
Для характеристики водоносности отложений использованы и актуализированы материалы М. А. Кузнецовой, О. В. Постниковой, Г. Н. Асташкиной, Т. Г. Егоровой, С. В. Кусковского, Л. Г. Учителевой, А. В. Зуева, В. В. Артамохиной, С. В. Егорова и ряда других исследователей. При гидрогеологическом районировании территории учтена схема гидрогеологического районирования России масштаба 1 : 2 500 000 (2000 г.).

ВОДОНОСНЫЕ ЗОНЫ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Водоносный комплекс верхнеоплейстоценовых—голоценовых аллювиальных отложений приурочен к долинам рек. В пределах гидрогеологических массивов и малых межгорных бассейнов водоносными являются валунно-галечные отложения, дресва, галечники с песком и валунами с песчаным и иногда песчано-глинистым заполнителем. Надмерзлотные воды в аллювиальных отложениях рек Чуй, Джасатера и их притоков образуют многочисленные источники с дебитами от 25 л/с (в с. Курай — 50 л/с) в период выпадения дождей и до 0,1 л/с в зимнее время. Дебиты скважин 0,2—15 л/с при понижениях 2—12 м. Воды пресные, с минерализацией до 0,5 г/кг, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые.

Водоносный комплекс средне-верхнеоплейстоценовых отложений. В межгорных артезианских бассейнах Горного Алтая водоносный комплекс

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА
Листа М-45



КАЗАХСТАН

МОНГОЛИЯ

КИТАЙ

масштаб 1 : 2 500 000

Условные обозначения

- | | | |
|--|---|---|
| <p>Разрывные нарушения:</p> <ul style="list-style-type: none"> — Разломы со сложной или неустановленной кинематикой — Сдвиги правые — Сдвиги левые — Надвиги — Границы аллоктонов <p>Ранг разрывных нарушений:</p> <ul style="list-style-type: none"> — Главные — Второстепенные <p>Карбонатные массивы</p> <ul style="list-style-type: none"> — Терригенно-карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения — Карбонатно-терригенные отложения | <p>Кайнозойские межгорные артезианские бассейны:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Дзунгульский 2. Уймонский 3. Курайский 4. Чуйский 5. Бертецкий <p>Кулундинско-Барнаульский платформенный артезианский бассейн</p> <p>Водоразделы - границы бассейнов стока</p> <p>Линии стока вод</p> <p>Источники</p> <ul style="list-style-type: none"> ▲ Восходящие ▼ Нисходящие ◁ Тип неизвестен <p>Минерализация - 0.2 ▲ 3 - Дебит (л/с)
(г/л)</p> | <p>Подземные воды</p> <p>Термальные радоновые воды</p> <ul style="list-style-type: none"> Ⓟ Крупные месторождения Ⓟ Проявления <p>Минеральные воды (t=20-70°)</p> <ul style="list-style-type: none"> Ⓟ Проявления <p>Скважины</p> <p>Химический состав вод в скважинах</p> <ul style="list-style-type: none"> ● Гидрокарбонатный ● Двухкомпонентный (Гидрокарбонатно-сульфатный) <p>Минерализация - 1.4 ● 2.5 - Дебит (л/с)
(г/л) 14 - Понижение уровня (м)</p> |
|--|---|---|

Рис. 16. Гидрогеологическая схема территории листа М-45.

представлен песчано-гравийно-галечными образованиями, залегающими в основании 30—50-метровой толщи моренных суглинков с дресвой и валунами (мощность комплекса достигает 50—60 м). Воды напорные, иногда самоизливающиеся. Степень водообильности невелика, дебиты скважин не превышают 2,0 л/с при понижениях до 5 м; водопроницаемость 10—50 м²/сут; нижняя часть комплекса отложений проморожена и образует совместно с нижележащими, также промороженными, неогеновыми отложениями своеобразный водоупор мощностью 40—70 м. Воды пресные (минерализация 0,03—0,5 г/кг), гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. В Кулундинско-Барнаульском артезианском бассейне водовмещающие верхне-среднечетвертичные породы мощностью 10—35 м представлены мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными песками, залегающими на водонепроницаемых четвертичных (нерасчлененных) и неогеновых отложениях в древних долинах. Воды залегают на глубинах 2—5 м, реже глубже.

Водоносный комплекс четвертичных нерасчлененных отложений широко развит в долинах алтайских рек и Кулундинско-Барнаульском бассейне. Водовмещающими являются гравийно-галечные и гравийно-песчаные отложения с примесью валунов, щебенки с прослоями и линзами глин и суглинков. В мелких долинах мощность их до 30 м, в крупных — до 150 м. Глубина залегания вод колеблется от 0,3 до 50 м. Воды преимущественно безнапорные, но на участках распространения водоупорных перекрывающих отложений обладают местным напором (до 30 м).

Водоносный комплекс неогеновых отложений распространен на территории малых межгорных бассейнов, а также Кулундинско-Барнаульского артезианского бассейна.

В Чуйском межгорном бассейне водовмещающие пески, дресва, гравий и галечники с валунами располагаются слоями мощностью от 25 до 85 м в 400—680-метровой толще песчано-глинистых образований. Иногда количество таких слоев достигает 5—6. Верхним водоупором, помимо глин в центральных частях межгорного бассейна, служат многолетнемерзлые породы мощностью до 70 м. Подстилающий водоупор представлен толщами глин олигоцена. Водоносность отложений изучена до глубины 100—200 м. Воды напорные, вскрываются скважинами на глубинах 41—172 м. Величины напоров достигают 51—192 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на 10—22 м выше поверхности земли. Дебиты скважин 0,4—7 л/с (при понижениях 30—40 м), к центру бассейна они увеличиваются. Областями питания являются выходы водоносного комплекса по окраине межгорной впадины. В областях питания воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,2 г/кг. На остальной территории минерализация вод повышается до 0,4—0,7 г/кг, в составе их появляются сульфаты, на глубине 172—200 м встречен свободный сероводород.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений распространен в Кулундинско-Барнаульском артезианском бассейне. Питание осуществляется в основном за счет фильтрации грунтовых вод из четвертичных отложений, в меньшей степени за счет атмосферных осадков. Движение вод направлено к центру бассейна, а разгрузка осуществляется путем вертикальной фильтрации в вышележащие отложения и вдоль Зайсанского регионального разлома. В Кулундинско-Барнаульском бассейне водоносный комплекс зале-

гает во впадинах палеозойского фундамента на глубинах 50–280 м, а в районе р. Поперечная выходит на поверхность. Водовмещающие кварцевые пески с примесью гравия и галек мощностью 10–40 м залегают среди плотных каолиновых глин и перекрываются водоносным комплексом неогена. Воды в основном напорные (напор до 15–172 м). Уровни устанавливаются на 30–118 м от поверхности земли. Пьезометрическая поверхность понижается к северо-западу, в сторону погружения фундамента артезианского бассейна. Дебиты скважин (на глубинах 140–200 м) 0,4–4,2 л/с, при понижении до 15 м, удельные дебиты 0,3–1,2 л/с. Воды преимущественно сульфатно-хлоридные смешанные по катионам с минерализацией 1–5 г/кг. Питание комплекс получает за счет атмосферных осадков и за счет подтока трещинных вод подстилающих горных пород.

Водоносный комплекс юрских отложений приурочен к конгломератам, гравелитам, песчаникам, углистым аргиллитам, залегающим в небольших грабенах, расположенных вдоль глубинных разломов на востоке и юго-востоке Горного Алтая. Воды напорные и безнапорные. Дебиты единичных источников изменяются от 0,8 до 5 л/с. Питание вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также поверхностных вод и подтока вод из палеозойского фундамента. Разгрузка осуществляется на уровне местного базиса эрозии. Воды пресные (минерализация 0,06–0,2 г/кг), гидрокарбонатные магниево-кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные, смешанного катионного состава.

Водоносная зона трещиноватости гранитоидных массивов палеозойского и раннемезозойского возраста занимает значительные площади по всей территории листа М-45 и распространяется до глубины 20–50, реже 150 м. Воды грунтовые, и только на отдельных склонах и в понижениях рельефа, перекрытых глинами и суглинками, а также в зонах тектонических нарушений напорные, с напором до 15–25 м и более. Питание вод в зоне осуществляется за счет атмосферных осадков и талых вод; в отдельных случаях возможно перетекание из соседних водоносных зон и комплексов. Дебиты родников преимущественно 0,1–1 л/с. Источники с повышенными расходами (1–38 л/с) фиксируются в пределах эрозионных врезов и в зоне контактов интрузий с вмещающими породами, часто давая начало ручьям и речкам. Дебиты скважин на глубинах 70–100 м изменяются от 0,5 до 3 л/с при понижениях на 10–35 м, удельный дебит не превышает 0,08 л/с. Дебиты скважин, вскрывших тектонические нарушения, достигают 15 л/с. Воды преимущественно холодные. Термальные воды известны в районе с. Белокуриха (Белокурихинские термы), в верховьях р. Джумалы, в бассейне р. Джасатер и за пределами российской части листа М-45 к юго-западу от горы Белуха (Рахмановские ключи).

Водоносная зона трещиноватости верхнеживетских–верхнедевонских преимущественно черносланцевых отложений (Юстьдский, Куратинский прогибы) представлена трещиноватыми углеродисто-глинистыми сланцами, перемежающимися с песчаниками, редко известняками. Местами они перекрыты неогеновыми глинами и четвертичными отложениями мощностью 80–100 м. Воды преимущественно грунтовые. И только при наличии водоупорного перекрытия неогеновыми глинами они приобретают напор, достигающий 60 м. Глубина залегания вод до 20–70 м. Водообильность по-

род неравномерная. Дебиты источников в основном не превышают 4 л/с, дебиты из известняков достигают 12 л/с. С зонами разломов связаны источники с дебитом от 2 до 16,5 л/с; дебиты скважин достигают здесь 10–18 л/с при понижениях 2–37 м.

Водоносная зона трещиноватости девонских терригенных, эффузивных, реже карбонатных пород развита до глубины 20–70 м, по зонам нарушений до 120–180 м. Глубины залегания грунтовых вод изменяются от 1–5 м (у основания склонов) до нескольких десятков метров (на водоразделах). Многие водоразделы в периоды недостаточного питания сдренированы. Дебиты источников колеблются от 0,01–5 до 20–200 л/с и более в зонах разломов. В межгорных впадинах и переуглубленных древних долинах имеются самоизливающиеся скважины с дебитом до 0,1–1,2 л/с. Удельные дебиты скважин в целом изменяются от 0,0001 до 0,5 л/с.

Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Там, где развиты засоленные кайнозойские образования (Чуйский бассейн), минерализация вод возрастает до 3 г/кг, в составе вод появляются сульфаты в значительных количествах.

Водоносная зона трещиноватости силурийских отложений связана с известняками, известковистыми песчаниками, алевролитами, мергелями. Известняки подвержены процессам карстования. Подземный сток на закарстованных участках преобладает над поверхностным. Воды безнапорные, залегают на глубинах до 50 м; водообильность отложений неравномерная, дебиты источников, выходящих из известняков, изменяются от 3–50 л/с (с. Черный Ануй) до 150 л/с (с. Горный Ключ) и до 250–500 л/с (долина р. Яломан). Некарбонатные породы обводнены значительно слабее. Дебиты источников не превышают 5 л/с. Области питания и распространения трещинных и трещинно-карстовых вод совпадают. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и талых вод. Минерализация вод не превышает 0,2 г/кг, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Водоносная зона трещиноватости ордовикских–нижнесилурийских отложений в основном распространена в Горном Алтае в бассейне рек Ануй и Чарыш. Водовмещающими являются песчано-сланцевые породы с пачками и линзовидными прослоями известняков, гравелитов и конгломератов. Грунтовые воды залегают на глубинах до 5–10 м. На отдельных участках вскрыты напорные воды, уровень их до 5 м выше поверхности. Дебиты источников от 0,01 до 1,0 л/с, на участках тектонических нарушений они возрастают до 2–15 л/с. Дебиты скважин до 4 л/с, при понижениях до 20 м. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, реже смешанные по катионам, минерализация от 0,02 до 1,0 г/кг. Температура вод 4–8 °С.

Водоносная зона трещиноватости среднекембрийских–нижнеордовикских отложений широко распространена в северо-западной, центральной и восточной частях территории Горного Алтая, где связана главным образом с терригенными флишеидными толщами горноалтайской серии и ее аналогов. Глубина залегания вод здесь достигает 70–100 м, уменьшаясь с приближением к днищу долин до нескольких метров. При залегании выше местного базиса эрозии воды имеют преимущественно свободную поверхность; ниже приобретают напор до 10–20 м. Обводненность отложений слабая. Дебиты источников 0,1–0,2 л/с, редко до 2–9 л/с. Лишь в долине

р. Чибитки в толще песчаников, затронутой региональным нарушением, известен источник с дебитом 600 л/с. Большинство источников расположено внизу склонов речных долин. В периоды усиленного питания (май — июль) нередко появляются источники в верхних частях долин. Средний зимний (март—апрель) модуль родникового стока для песчано-сланцевых пород равен 0,2 л/с-км², а летний (апрель — август) 0,4 л/с-км². Воды пресные (минерализация 0,02—0,4 г/кг), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, холодные.

Водоносная зона трещиноватости нижнекембрийских карбонатных отложений занимает значительные площади водораздела рек Катунь и Бия. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от нескольких метров у склонов речных долин до 100—120 м на водоразделах. Водообильность отложений значительна (дебиты источников в основном более 5 л/с), особенно на закарстованных участках, где встречаются источники с дебитами до 200 л/с. С закарстованными породами близ тектонических нарушений связана группа источников (Емельяновские, Кипучий и др. в долине р. Сарасы возле с. Пролетарского), имеющих дебиты от 15 до 170 л/с. Питание вод зоны — за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также за счет притока вод, расположенных гипсометрически выше. Максимальный (апрель—август) модуль родникового стока для данного типа пород равен 1,5 л/с-км²; минимальный — составляет около 0,5 л/с-км². Режим вод типично карстовый, нередко источники функционируют только в теплый период года, резко увеличивая дебиты в период паводков и ливневых дождей, иногда в 35 раз (родник Ялу-Узек в долине р. Аксу). Воды пресные, гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые, холодные.

Водоносная зона трещиноватости кембрийских вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений распространена на значительных площадях в пределах Каимско-Алаббайской, Бийско-Катунской, Коргоно-Терехтинской, Уймено-Лебедской, Телецко-Чулышманской СФЗ и в структурах западной части Западного Саяна. Она приурочена к метаморфическим, основным вулканогенным, известняково-кремнисто-глинистым отложениям (зона выветривания распространяется в породах до глубины 100—120 м). Воды грунтовые, глубина залегания их изменяется от нескольких метров в понижениях до 70—100 м на водоразделах. Водообильность отложений неравномерная, дебиты источников от 0,1 до 6 л/с. Большинство источников зимой перемерзает, круглогодично действуют единичные родники, приуроченные, по-видимому, к зонам глубокой трещиноватости. Минерализация вод 0,05—0,5 г/кг, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый и кальциевый. Воды холодные, температура воды источников в летнее время не превышает 6 °С.

Водоносная зона трещиноватости венд-нижнекембрийских кремнисто-карбонатных толщ установлена в низовьях р. Катунь, изучена на глубину до 80 м. Воды грунтовые и напорные. Породы сильно закарстованы, что обуславливает их неравномерную, в общем высокую водообильность. Дебиты источников преимущественно до 15 л/с, а в среднем течении р. Катунь достигают 120—200 л/с. Удельные дебиты скважин, вскрывших известняки, колеблются от 0,9 до 10 л/с; при вскрытии песчано-глинистых отложений не превышают 0,1 л/с. Режим подземных вод тесно связан с

режимом поверхностных вод и атмосферных осадков; в теплые периоды года родники увеличивают свои расходы в несколько раз. Модуль летнего (апрель—август) родникового стока для районов распространения закарстованных верхнепротерозойских известняков составляет 0,5–1,5 л/с-км². Вследствие развития подруслового карста наблюдается потеря воды из поверхностных водотоков и появление ее вновь на поверхности на значительном удалении (например, долина лога Баратал на протяжении 8 км). Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые, минерализация не превышает 0,5 г/л. Температура вод 5–10 °С.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских метаморфических пород распространена в Коргоно-Терехтинской, Телецко-Чулышманской и Абакано-Шапшальской структурно-формационных зонах. Мощность зоны открытой трещиноватости в этих районах составляет 60–80 м, глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от 1 до 60 м в зависимости от рельефа. Движение вод и разгрузка их определяется местной гидрографической сетью. Основными дренами являются долины рек Чулышман, Башкаус, Чарыш, Коксы и котловина оз. Телецкое. Сильно расчлененный горный рельеф, большие относительные превышения определяют интенсивный водообмен выше местных базисов эрозии и почти полную сдренированность высоких крутосклонных хребтов. Воды пресные (минерализация 0,02–0,3 г/кг, преобладает до 0,1 г/кг), гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Дебит источников от 0,1 до 5 л/с, реже до 25 л/с. Источники с высокими дебитами связаны с локальными зонами повышенной трещиноватости пород. Воды холодные, температура их в летнее время до 16 °С.

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Рассматриваемые гидрогеологические структуры региона (гидрогеологические массивы и межгорные артезианские бассейны) различны по характеру типов скопления подземных вод и по условиям формирования их гидрогеохимического облика.

Гидрогеологические массивы. Различаясь по возрасту и длительности своего формирования, гидрогеологические массивы обладают некоторыми общими чертами, а именно горнорасчлененным характером рельефа, интенсивной дислоцированностью и метаморфизмом слагающих их осадочных и магматических пород. Общим является и наличие пресных и очень пресных трещинных, безнапорных вод в зоне регионального выветривания и напорных трещинно-жильных вод в зонах тектонических нарушений. Степень минерализации и состав подземных вод меняется от существенно гидрокарбонатного кальциевого в центральных, наиболее приподнятых частях гидрогеологических массивов к смешанному в пониженных периферийных. В этом же направлении наблюдается увеличение температуры грунтовых вод. Указанные закономерности позволили выделить в гидрогеологических массивах ряд зон, различающихся условиями распространения и формирования подземных вод.

Зона высокогорных районов расположена на юго-востоке и в центральной части региона. Запасы подземных вод здесь ограничены и формируют-

ся в основном за счет атмосферных осадков (до 1500 мм в год). Поверхностный сток (8–15 л/с с 1 км²) преобладает над подземным (5–20 % от поверхностного). На отметках выше 2000 м наблюдается распространение многолетнемерзлых пород. Минерализация вод не превышает 0,25 г/кг; состав гидрокарбонатный, преимущественно кальциевый.

Для зоны среднегорных районов характерно увеличение, наряду с поверхностным (до 10 л/с с 1 км²), подземного стока (5–50 % от поверхностного) и формирование значительных запасов подземных вод низкой минерализации (0,2–0,5, реже до 1 г/кг). Воды гидрокарбонатные кальциевые (среди карбонатных пород) и магниевые или натриевые (среди изверженных).

Зона низкогорных районов распространена в северной части листа М-45. Здесь подземный сток обильный. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, транзитного и поверхностного стока. Воды чаще пресные (0,3–0,8 г/кг), гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые. На отдельных участках в результате испарительной концентрации или окисления сульфидов формируются сульфатные воды с минерализацией до 3 г/кг.

Необходимо отметить, что в пределах всех рассмотренных выше зон гидрогеологических массивов широко развиты тектонические нарушения. Почти повсеместно они весьма водообильны, содержат значительные запасы как холодных пресных, так и термальных минеральных вод. В частности, известны постоянно действующие линейные очаги разгрузки вдоль зон тектонических нарушений с суммарными расходами до 200–300 л/с и более (Сарасинская, Курайская зоны). Термальные минеральные воды (Белокурихинские, Джумалинские, Абаканские, Рахмановские ключи) также связаны с крупными тектоническими нарушениями.

Межгорные артезианские бассейны. Отличительной чертой межгорных артезианских бассейнов – Чуйского, Курайского, Уймонского является наличие в верхней части разреза островной многолетней мерзлоты. Так, в пределах высокогорья преобладают пресные (минерализация до 0,5 г/кг), реже солоноватые (до 3 г/кг) гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды; в бассейнах низкогорья и мелкосопочника встречаются соленые воды.

В пределы рассматриваемого региона входит южное окончание Кулундинско-Барнаульского артезианского бассейна платформенного типа, приуроченное к Кулундинской (Бийско-Барнаульской впадине. Бассейн выполнен терригенными континентальными мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 1000 м, содержащими порово-пластовые воды различной минерализации и состава. Источником питания подземных вод в предгорных районах являются в основном атмосферные осадки (до 500–600 мм в год) и трещинные воды, поступающие из пород горного обрамления. На равнинной части бассейна, находящейся в зоне недостаточного увлажнения, водопитание осуществляется главным образом за счет талых снеговых вод.

Для бассейна характерно увеличение минерализации воды от периферии к центру. Аномалии в гидрогеологическом разрезе обусловлены наличием тектонических разломов, присутствием гипсоносных пород, различием водопроницаемости пород и т. п. Воды холодные, с температурой до 10–12 °С.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Подземные воды как источник водоснабжения. Естественные ресурсы (ежегодно возобновляемые запасы) подземных вод, оцененные только для наиболее изученной территории Горного Алтая по минимальному речному стоку, составляют 258 м³/с. Распределение их подчиняется вертикальной зональности в зависимости от атмосферных осадков и высоты местности. Наибольшие модули подземного стока соответствуют южной части Горного Алтая, особенно районам развития интенсивно трещиноватых и закарстованных пород и зонам тектонических разломов. Низкие модули подземного стока (0,5 л/с с 1 км² и меньше) отмечаются в Чуйском межгорном артезианском бассейне, где количество атмосферных осадков не превышает 200 мм в год. Подземные воды используются как для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов, так и для технического водоснабжения горнодобывающих предприятий и орошения засушливых земель. Используются для водоснабжения подземные воды четвертичных и палеозойских отложений.

Минеральные лечебные воды и грязи. Среди минеральных вод рассматриваемой территории известны холодные сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды различного катионного состава с минерализацией 2–10 г/кг.

Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые термальные воды с минерализацией до 0,4 г/кг и с содержанием кремнекислоты, фосфора, лития, железа, радона в количествах, соответствующих лечебным нормам (белокурихинский тип), известны в источниках Белокурихинских, Рахмановских, Джумалинских, Абаканских.

Джумалинские теплые ключи выходят на южном склоне Северо-Чуйского хребта (абс. отметка 2320 м) в 100 км к югу от с. Кош-Агач из тектонически нарушенных риолитов нижнего девона. Подземные воды (10–15 л/с), проходя через толщу многолетнемерзлых ледниковых отложений, имеют на выходе температуру +19,8 °С. К зоне разломов в верховьях р. Абакан приурочены Абаканские термальные (+37,5 °С) источники. Непосредственно к югу от рассматриваемой площади уже на территории Казахстана находится курорт «Рахмановские Ключи». Источники с температурой воды +41 °С располагаются на берегу оз. Рахмановское и приурочены к разломам, секущим граниты.

Наиболее крупным, имеющим всесоюзное значение, является Белокурихинское месторождение термальных (+27–42 °С) радоновых (72–108 эман) гидрокарбонатно-сульфатных натриевых вод. Воды напорные (уровни до 20 м над поверхностью земли), вскрываются на глубинах 100–400 м. Дебиты скважин при самоизливе составляют 1,5–35,6 л/с при общих эксплуатационных запасах минеральных вод 1200 м³/сут. В водах содержится кремнекислота — до 58 мг/кг, фтор — до 15–75 мг/кг, повышенное количество бора, никеля, хрома, железа, титана. Режим минеральных вод сравнительно постоянный. По результатам разведки установлен перспективный участок в устье лога Татарский, где с глубины 800–1000 м скважинами могут быть выведены на поверхность воды с температурой более +50 °С. В настоящее время здесь действует курорт с пропускной способностью летом более 1500 человек. Холодные воды (от 2 до 6,5 °С) со значи-

тельным содержанием радона обнаружены в верховьях рч. Сухой – от 126 до 360 эман радона при расходе 7–10 л/с.

Основные задачи по изучению подземных вод:

1. Продолжение многолетних работ по общему региональному изучению режима подземных вод, а также режима подземных вод на площадях орошения, участках водозаборов, эксплуатируемых месторождений для прогнозирования ожидаемых водопритоков в горные выработки, возможного истощения или загрязнения эксплуатационных зон, критического подъема уровней, опасного для площадей орошения.

2. Проведение детальных гидрогеологических исследований в северной части района с целью изучения имеющихся проявлений минеральных вод для прироста запасов и выяснения возможности расширения курортов.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

На территории листа М-45 проведено ландшафтное геохимическое районирование с целью выяснения особенностей применения геохимических методов поисков полезных ископаемых и для оценки состояния геологической среды региона. Составлены схемы масштаба 1 : 2 500 000: геолого-геохимическая и эколого-геохимическая (карта геологических опасностей, лист 2).

В пределах листа преимущественное распространение имеют горные ландшафты и значительно меньшую площадь занимают равнинные ландшафты. Все они объединены в семь ландшафтно-геохимических комплексов.

Аккумулятивная равнина с мощными черноземами, развитыми на лессовидных суглинках и глинах, с лесостепной и степной растительностью. Ведущими геохимическими процессами являются гуматогенез и кальцитогенез. Воды пресные, гидрокарбонатные. В почвах и донных осадках накапливаются: Be, Co, Sc, Pb, P, Cu, Sc, Zn, Mn, Mo, V, Yb, Y; установлен дефицит Ag, Zr, Sn, Ga, Sr, Cr, Ni, Li. Коэффициенты радиальной дифференциации в почвах ($K_{ра}$) и местной миграции ($K_{м}$) для большинства элементов в пределах значений 0,7–1,5, и только у Li радиальная дифференциация проявлена в относительном обогащении гумусового горизонта ($K_{ра} = 2,8$), а у Ag местная миграция направлена в сторону обогащения донных осадков ($K_{м} = 2$).

Высокогорье гляциально-нивальное с горными тундровыми почвами. Наиболее значительные площади высокогорья сосредоточены в хребтах Центрального и Юго-Восточного Алтая в виде системы хребтов с массой отрогов разной высоты и протяженности. Отличительной чертой рельефа высокогорного альпийского типа является повсеместное распространение ледниковых форм – каров, цирков, трогов. Низкое положение местных базисов денудации определило глубокое расчленение и большую крутизну склонов долин. Интенсивное развитие склоновых процессов обусловило формирование осыпных и лавинно-осыпных конусов, обрамляющих подножие склонов, а процессы солифлюкции – возникновение каменных потоков и псевдотеррас. На юго-востоке Алтая, где базисы эрозии расположены выше, склоны долин высокогорья более пологи, а глубина расчленения несколько не меньше. Рельеф с ледниковой скульптурой развит и в среднегорных хребтах, где с ним связаны снежники и небольшие ледники. Ведущими гипергенными геохимическими процессами являются криогенный механогенез. Воды пресные и ультрапресные, гидрокарбонатно-кальциевые. Почвы и донные осадки характеризуются накоплением Be, Pb,

Mn, Sc, Co, P, Cu; дефицитом Ag, Zr, Ga, Sn, V, Ni, Ti, Cr, Mo, Sr. В данном ландшафте для Co характерна радиальная дифференциация в почвах в сторону обогащения горизонта В ($K_{за} = 0,4$), а местная миграция проявлена в обогащении Co, Mo и Sc ($K_m = 2$) донных осадков и ртутью ($K_m = 0,1$) – почвенного горизонта В.

Среднегорье и высокогорье с горными тундровыми почвами, горно-тундровой и лесотундровой растительностью, распространено на слабодиссекционных (массивных) горах и плоскогорьях, в юго-восточной части Горного Алтая: на плато Укок, хребтах Сайлюгем и Чихачева, на Улаганском плоскогорье. Почвы формируются на элювиально-делювиальных щелочистых образованиях. Ведущими гипергенными геохимическими процессами являются криогенный механогенез. Воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатно-кальциевые. Почвы и донные осадки характеризуются накоплением Be, Ag, P, Co, Sc, Zn, Li, Cu, Nb; дефицитом Zr, Ni, Cr, Ti, Sn, V, Ga, Sr, Ba. Радиальная дифференциация проявляется в относительном обогащении гумусового горизонта Ag ($K_{за} = 3,1$), а местная миграция направлена в сторону обогащения донных осадков Cu, Mo ($K_m = 2,7$ и $2,3$) и почвенного горизонта В – Hg ($K_m = 0,3$).

Среднегорье и высокогорье с горными бурыми и серыми лесными почвами и горно-таежными и подтаежными лесами занимает основную территорию Центрального, Западного и Северного Алтая, характеризуется избыточным увлажнением, развитием темных хвойных лесов, часто на вечномёрзлых грунтах. Ведущими гипергенными геохимическими процессами являются криогенный механогенез. Воды пресные и ультрапресные, гидрокарбонатно-кальциевые. Почвы и донные осадки характеризуются накоплением: Be, Sc, Pb, Co, Nb, Cu, Zn, P; установлен дефицит Zr, Ag, Ni, Ti, Sn, Ga, Cr, Hg, Sr. Коэффициенты радиальной дифференциации в почвах и местной миграции для всех элементов донного ландшафта колеблются в пределах 0,9–1,4.

Низкогорье с горными черноземами и горной лесостепной и степной растительностью расположено в северо-западной части описываемой территории. Ведущим гипергенным геохимическим процессом являются гуматогенез. Воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатно-кальциевые. В почвах и донных осадках установлено накопление Be, Pb, Co, Sc, Cu, Zn, P, Mo и дефицит Hg, Zr, Ga, Ni, Ag, Sn, Ti, Sr, Cr, Li. Радиальная дифференциация не проявлена, а местная миграция направлена в сторону накопления в гумусовом слое Hg и Ag ($K_m = 0,5$ и $0,7$).

Ландшафты межгорных впадин с каштановыми почвами и горной полупустынной растительностью развиты в Чуйской и Курайской впадинах, а с горными тундровыми почвами и горной тундрово-степной растительностью – в Улаганской, Бертекской, Джунукульской и других впадинах. Ведущие геохимические процессы каштановых почв – гуматогенез и кальцитогенез. В пониженных участках Чуйской впадины развиваются солончаки и лугово-солончаковые почвы. Ведущий геохимический процесс для засоленных почв – галогенез. Воды пресные гидрокарбонатно-кальциевые. Почвы и донные отложения характеризуются накоплением Be, Pb, Co, Sc, Zn, P, дефицитом Zr, Ag, Ti, Ga, Hg, Ni, Sn, V, Cr, Y. Радиальная дифференциация элементов не проявлена. Местная миграция выражена в тенденции к накоплению в гумусовом слое Hg и Ag ($K_m = 0,3$ и $0,5$).

Среднегорье и высокогорье с горными луговыми почвами представлено субальпийскими и альпийскими лугами. Субальпийские луга перемежаются с листовичными и кедровыми лесами, выше они сменяются альпийскими лугами, которые переходят в высокогорную тундру. Ведущими гипергенными геохимическими процессами являются криогенез и механогенез. Воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатно-кальциевые. В почвах и донных осадках установлено накопление Dt, Sc, Pb, Cu, Co, Zn, P, Nb, дефицит Ag, Ni, Zr, Hg, Ti, Sn, Cr, Mo, Ga, Sr, Ba. Радиальная дифференциация проявляется в относительном обогащении горизонта В – Ag ($K_{за} = 0,7$), а горизонта А – Hg ($K_{за} = 3$). Местная миграция Ag направлена в сторону обогащения гумусового горизонта ($K_m = 0,5$).

В различных ландшафтах по-разному проявляются на земной поверхности рудные геохимические аномалии. Для горной местности с расчлененным рельефом характерны открытые вторичные литохимические ореолы рудных объектов. В низкорной зоне со слабо расчлененным рельефом характерно проявление открытых и перекрытых вторичных литохимических ореолов и литохимических потоков рассеяния. В равнинной части площади и межгорных впадинах литохимические ореолы и потоки перекрыты. Горные ландшафты имеют высокую способность к самоочищению от химического загрязнения. Ландшафты лесостепи Предалтайской равнины и межгорных впадин – среднюю, а сухих степей и полупустынь в межгорных впадинах – низкую. В целом территория характеризуется низкой природной экологической опасностью (ПЭО). Несколько повышенными значениями ПЭО выделяются лесостепные и степные ландшафты Предалтайской равнины.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ

На площади листа М-45 выделены следующие природно-хозяйственные комплексы: 1) территории природоохранного ряда комплексной охраны (заповедники, заповедные зоны); 2) лечебно-оздоровительные объекты государственного и областного значения; 3) территории экстенсивного ведения хозяйства (незаселенные); 4) территории активного хозяйственного освоения.

К заповедникам и заповедным зонам отнесены среднегорные, высокогорные, горные ландшафты района Телецкого озера и горы Белуха – это земли природного фонда, где хозяйственная деятельность ограничивается выпасом скота, сенокосением, а на территориях заповедников запрещена любая хозяйственная деятельность. Лечебно-оздоровительные объекты – курорт государственного значения «Белокуриха», известный своими радоновыми лечебными водами, и противотуберкулезный санаторий «Чемал» областного значения. Среди территорий экстенсивного хозяйственного освоения (незаселенные) выделены площади умеренноблагоприятных климатических условий для проживания населения – горно-лесные массивы, где положительные температуры достигают $+38\text{ }^{\circ}\text{C}$, а отрицательные до $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, при высоте снежного покрова до 65 м. И площади активных сильно пораженных экзогенных геологических процессов (20–30 %) – скалы, каменные россыпи. Северо-западную часть листа занимают территории

активного хозяйственного освоения, где развиты следующие типы и под-типы хозяйственной деятельности: 1) лесохозяйственный: лесопромышленный; охотничье-промысловый; 2) сельскохозяйственный: животноводческий; земледельческий; земледельческо-животноводческий; 3) сочетание животноводческого и лесопромышленного; 4) водохозяйственный (мелиоративные массивы орошения в Чуйской степи); 5) горнодобывающий в сочетании с геологоразведочным на площадях с эксплуатируемыми металлическими полезными ископаемыми; 6) селитебно-промышленный с относительно безопасными отраслями производства; 7) автомобильного транспорта.

Территория листа М-45 располагает значительными лесными ресурсами, 36 % из которых являются ценными кедровыми лесами. Запасы хвойных здесь более 500 млн м³, однако 40-летние заготовки при сплошной порубке и молевом сплаве леса нанесли огромный ущерб природе: сократили уникальные кедровые массивы прителецкой тайги, мощные, трудновосстановимые леса в Усть-Канском, Усть-Коксинском и Онгудайском районах. Рекреационные мероприятия при этом осуществлены менее чем на десятой части вырубленной площади. На долю сельскохозяйственных угодий приходится более 1700 тыс. га, где пашни составляют всего 8 %, сенокосы более 10 %, а остальную площадь занимают пастбища и места нерегулярного выпаса скота. Добыча и разведка металлических полезных ископаемых (золота, ртути и вольфрама) ведется на руднике «Веселый» (пос. Сейка) и руднике «Акташ» (пос. Акташ), Калгутинском руднике. Промышленное производство в регионе не развито, и только в г. Горно-Алтайск имеются ткацкая и гардинно-тюлевая фабрики. В основном регион является поставщиком сельскохозяйственной продукции: мяса, сыра, кожи, пуха, шерсти, пантов, деловой древесины. Единственным видом транспорта на данной территории является автомобильный. Здесь проходит автомобильная магистраль республиканского значения (М-52) – Новосибирск–Бийск–Ташанта, остальные дороги являются грунтовыми.

Все вышеназванные типы хозяйственной деятельности в той или иной мере оказывают техногенное воздействие на соответствующие депонирующие среды региона.

С 1991 г. на территории листа М-45 (Республика Алтай и Алтайский край) осуществляется геоэкологический мониторинг в рамках государственной программы. За этот период накоплен огромный фактический материал, на основании которого можно дать разностороннюю оценку геоэкологического состояния территории. На схеме эколого-геохимического районирования масштаба 1 : 2 500 000 дана оценка экологического состояния региона на основании базы данных ГЭИК-1000.

Большую часть площади листа М-45 (75 %) занимает территория с удовлетворительным экологическим состоянием, благоприятная для проживания населения. Кроме того, выделены и оконтурены на схеме 19 районов напряженного и критического состояния, характеристика которых приведена ниже.

Район 1 – напряженного экологического состояния природно-техногенного (выборочно распаханная территория) равнинного с типичными черноземами и лесостепной растительностью и низкогорного с горными

черноземами и горной лесостепной растительностью. Здесь в поверхностных водах выявлены умеренно опасные содержания (2 ПДК) лития – химического элемента 2-го класса опасности, а в донных отложениях умеренно опасные концентрации бора (2-й класс опасности), превышающие его кларк концентрации в 8 раз.

Районы 2, 3 – напряженного экологического состояния природного и природно-техногенного низко- и среднегорного ландшафтов с горными черноземами и серыми лесными почвами, горной, лесостепной, степной и горно-таежной растительностью. Это район Сарасинских ртутных месторождений, где в почвенном горизонте A_1 отмечаются умеренно опасные концентрации химических элементов 2–3-го классов опасности (Mo, Ba, Ni, Cr, Co) и ртути – 1-го класса опасности. Кроме того, в донных отложениях фиксируются умеренно опасные содержания химических элементов 2–3-го классов опасности (Mo, Ba, V, Cr, Co), а в поверхностных водах *района 3* выявлено содержание ртути, в 2 раза превышающее ПДК. Суммарный показатель загрязнения токсичными элементами почв и донных отложений (Z_c) не превышает 16.

Район 4 – напряженного экологического состояния природного и природно-техногенного низко- и среднегорного ландшафтов с горными черноземами, серыми лесными и тундровыми почвами, лесостепной, горно-таежной и горно-тундровой растительностью. Напряженное экологическое состояние ландшафта оценено по трем опробованным компонентам ПГС: почвенный горизонт A_1 , поверхностные воды и донные отложения. По водным пробам выделены участки природного загрязнения различными комплексами токсичных элементов: в западной и центральной частях района отмечаются повышенные ($Z_c = 8$) концентрации химических элементов 3-го класса опасности (Ni, Mn, Cr). Самые южные окраины района характеризуются умеренно опасным содержанием несимметричного диметил-гидрозила – компонента ракетного топлива (НДМГ) в почвенном горизонте A_1 , а восточная окраина имеет повышенные ($Z_c = 8$) концентрации химических элементов 1–2-го классов опасности (Hg, Mo) в донных отложениях.

Район 5 – напряженного экологического состояния природного и природно-техногенного низко- и среднегорного ландшафтов. В северной части района это загрязнение вызвано умеренно опасными ($K_{\text{пдк}} = 4–17$) концентрациями токсичных химических элементов 3-го класса опасности (Mn, Ni, Cr), а в южной – техногенным загрязнением почвенного горизонта A_1 компонентами ракетного топлива (НДМГ – 3 ПДУ).

Районы 6, 7, 13 – напряженного экологического состояния природных средне- и высокогорных ландшафтов с горными бурыми и серыми лесными, горными луговыми почвами, горно-таежной и горно-луговой растительностью, где в почвенном горизонте A_1 выявлены умеренно опасные концентрации (3 Ки/км²) радиоактивного цезия.

Районы 8, 9 – напряженного экологического состояния средне- и высокогорных ландшафтов. Здесь в поверхностных водах обнаружены умеренно опасные концентрации (2–8 ПДК) химических элементов 2–3-го классов опасности (Sr, V, Cr, Mn). Кроме того, в западной части района отмечено умеренно опасное техногенное загрязнение почвенного горизонта A_1 НДМГ (3 ПДУ).

Район 10 (район горного отвода золотодобывающего рудника «Веселый») – напряженного экологического состояния природно-техногенного среднегорного ландшафта с горными бурыми почвами, горно-таежными и подтаежными лесами. Донные отложения здесь характеризуются умеренно опасными концентрациями ($Z_c = 15$) химических элементов 1–2-го класса опасности (Hg, Cd, Cu). Южнее этого района выделен *район 11* с умеренно опасными концентрациями ($Z_c = 8$) химических элементов 1–2-го классов опасности в донных отложениях (Zn, Co, Mo).

Район 12 (район Телецкого озера) – напряженного экологического состояния природного средне- и высокогорных ландшафтов с горными луговыми и лесными почвами и горной луговой и горно-таежной растительностью. В северной части района в поверхностных водах выявлены умеренно опасные ($K_{\text{ПДК}} = 10–20$) концентрации химических элементов 3-го класса опасности (Ni, Cu). В районе пос. Артыбаш отмечаются признаки остаточного техногенного загрязнения почвенного горизонта A_1 радиоцезием (3 Кц/км^2). Южная часть района характеризуется умеренно опасным и опасным техногенным загрязнением почвенного горизонта A_1 компонентами ракетного топлива.

Район 15 – критического экологического состояния природного и природно-техногенного средне- и высокогорного ландшафтов. Район приурочен к Курайской ртутной зоне, где велась добыча ртути подземным способом. Здесь в донных отложениях выявлены опасные концентрации (K_{17}) ртути – химического элемента 1-го класса опасности. Кроме того, в северо-восточной и центральной части района отмечаются умеренно опасные концентрации НДМГ в почвенном горизонте A_1 . Западнее выделен *район 14* – напряженного экологического состояния поверхностных вод с умеренно опасными концентрациями химических элементов 3-го класса опасности (Ni, Cr, Mn).

Район 16 – верховьев рек Чуя, Башкаус, Чулышман. Район напряженного экологического состояния средне- и высокогорного ландшафтов с горными тундровыми почвами и горной арктической и горно-тундровой и лесо-тундровой растительностью. Центральная часть района характеризуется умеренно опасными ($K_{\text{КПД}} = 5–15$) концентрациями химических элементов 3-го класса опасности (Ni, Cr, Mn) в поверхностных водах. В северо-восточной части района отмечаются умеренно опасные и опасные концентрации НДМГ в почвенном горизонте A_1 ($\text{ПДУ} = 3–6$).

Район 17 – напряженного экологического состояния природного высокогорного ландшафта с горными тундровыми почвами и лесо-тундровой и горно-тундровой растительностью. Это район природного и техногенного загрязнения почвенного горизонта A_1 умеренно опасными концентрациями НДМГ, а в северо-западном углу естественными радионуклидами (U, Th, K), с суммарной эффективной активностью 1900 Бк/кг .

Район 18 – напряженного экологического состояния высокогорного ландшафта, где выявлены умеренно опасные концентрации НДМГ в почвенном горизонте A_1 , а в восточной части – умеренно опасные концентрации ($K_{\text{ПДК}} = 2–5$) химических элементов 3-го класса опасности (Mn, Ni, Cr) в поверхностных водах.

Район 19 – напряженного экологического состояния высокогорного ландшафта, где в донных отложениях фиксируются умеренно опасные концентрации ($Z_c = 16$) химических элементов 2-го класса опасности (Cu, Mo).

В заключение следует отметить, что большая часть территории листа М-45 имеет минимальный и слабый уровень загрязнения компонентов природно-геологической среды, а поскольку основная часть почв всех выделенных в регионе ландшафтов имеет высокий и средний потенциал самоочищения от минеральных и, в основном, средний — от органических веществ, то экологическая обстановка в регионе в целом характеризуется как благоприятная для проживания населения. Рекомендуется создание геоэкологической карты масштаба 1 : 500 000 Республики Алтай в качестве современной основы для планирования и проведения дальнейших геоэкологических работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ И ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Под геологической опасностью понимается возможность (угроза) проявления процессов, способных поражать людей, наносить материальный ущерб, разрушительно действовать на окружающую человека среду [282]. В качестве основного объекта, картируемого на карте геологических опасностей и отображаемого цветом, согласно инструктивным требованиям, принят морфолитодинамический комплекс — МЛДК, под которым понимается морфолитодинамическая форма аккумуляции, связанная с определенным геологическим процессом, т. е. овеществленные следы проявления последнего. Большинство МЛДК сформировано с участием не одного, а двух и более геологических процессов, парагенетически связанных сонахождением в близких морфолитоклиматических обстановках. Процессы, наложенные по отношению к завершившим свое формирование МЛДК, в основном предопределенные их вещественным составом, показаны знаками. В целом на карте отображено площадное распространение опасных геологических процессов (ОГП), а на порайонных диаграммах дана оценка степени их опасности и интенсивности проявления.

Наиболее широко распространенные экзогенные ОГП в значительной мере контролируются региональными оро-климатическими условиями. Рассматриваемая территория расположена в центральной части Азиатского горного пояса. Большую часть ее площади занимают неорогенические сводово-блоковые поднятия, морфологически выраженные в виде горных хребтов северо-западного и субширотного простирания, ограниченных региональными и трансрегиональными разломами длительного развития. Эти морфоструктуры характеризуются сложной внутренней структурой, дифференцированностью блоковых движений на фоне активного общего поднятия. Положение региона в трансасиатском сейсмическом поясе обуславливает его высокую сейсмическую активность (до 8–10 баллов) [125].

Абсолютные высоты рассматриваемой территории изменяются от 200–500 м до 4000 м и более (гора Белуха, 4506 м). Для высокогорий типичен альпийский рельеф, сформированный в эпохи средне- и позднеплейстоценовых оледенений. Средневысотные, как правило, залесенные хребты расчленены узкими крутосклонными долинами, на их водоразделах не-

редко сохранились фрагменты мел-палеогенового пенеэна. Остепненные низкотерра с высотами до 1000 м отличаются меньшей крутизной склонов, как правило, несущих маломощный покров рыхлых осадков.

Впадины региона рампового и полурампового типа, из которых наиболее крупными являются Чуйская, Джулукульская, Курайская, Уймонская, Джасатерская, характеризуются степными ландшафтами и отметками днищ от 900–1200 до 2600 м. Они заняты разнообразными по генезису аккумулятивными равнинами, преимущественно аллювиального, ледникового и водно-ледникового генезиса. Характерным элементом рельефа являются относительно слабо расчлененные нагорья и плато (Алашское, Чулышманское, Улаганское), расположенные на высотах от 1600 до 3150 м.

Реки региона практически полностью принадлежат к бассейну Оби, за исключением северо-восточной окраины территории, где они относятся к бассейну Енисея. Водораздел между ними проходит по Шапшальскому, Абаканскому и Западносаянскому хребтам. Реки полноводны, имеют типичный горный характер, период ледостава длится с октября по май. Фиксированная высота подъема воды на крупных реках в весенние половодья от 231 см (р. Сема, с. Жебалино) до 1029 см (р. Катунь, курорт «Чемал»), при ледяных заторах – от 360 см (р. Бия, с. Кебезень) до 589 см (р. Кокса, с. Усть-Кокса) [251]. На территории Горного Алтая имеется большое количество озер различного генезиса, наиболее крупными из них являются Телецкое, Джулукуль и Киндиктиг-Холь.

Климат в целом суровый и континентальный с перепадами температур воздуха до 95°. Средние температуры января минус 26–30 °С, июля – плюс 10–14 °С. Абсолютный минимум зимней t° – 62 °С зафиксирован в с. Кош-Агач, абсолютный максимум летней t° + 39 °С – в с. Чемал [251]. Осадки на фоне общего сокращения их количества в направлении с северо-запада на юго-восток распределены крайне неравномерно в зависимости от особенностей орографии и ориентировки горных склонов. Годовая сумма осадков изменяется от 67–100 мм в Чуйской впадине до 700–1300 мм в среднегорье и до 2000–2200 мм у верхней границы леса на высотах 2000 м и более [55]. Мощность снежного покрова соответственно возрастает от 25–30 см в пределах низкотерра до 200–220 см в зоне гольцового и альпийского рельефа.

Высота снеговой линии на западных хребтах Алтая расположена на отметке 2300–2500 м, на западном склоне Шапшальского хребта – 3100–3500 м, в районе гора Белуха – 2750 м, на массиве Беш-Иирду – 2900–3000 м, на восточных хребтах Алтая – 3400–3500 м [55]. Горный Алтай – крупный район современного корово-долинного оледенения, сосредоточенного в основном в пределах Катунского и Северочуйского хребтов.

В пределах региона широко и неравномерно распространены многолетнемерзлые породы (ММП). Практически сплошное развитие ММП на юго-востоке территории сменяется в западном и северо-западном направлении прерывистым, островным и далее – сезонным промерзанием пород. Мощность ММП в поясе их островного распространения составляет 6–10 м, прерывистого – 50–160 м и сплошного – 80–600 м (предположительно до 1000 м) [55].

Регион, как и вся Алтае-Саянская область (АСО), входящая в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса, характеризуется сложным мо-

заично-глыбовым строением [113]. Наиболее широкое распространение имеют структуры каледонских и герцинских складчатых систем. Регион сложен разнообразными по составу и возрасту толщами осадочных вулканических и интрузивных пород от архея, протерозоя и рифея до квартера. Глубоко метаморфизованные породы докембрия представлены гнейсами, сланцами, кварцитами и мраморами, прорванными крупными гранитоидными интрузиями. В составе скальных осадочных пород участвуют карбонатные и терригенные. Растворимые породы связаны в основном с известняково-доломитовой формацией нижнего—среднего кембрия и верхнего силура. Терригенный комплекс пород представлен молассовой формацией нижнего и верхнего кембрия, красноцветной формацией ордовика. Слаболитифицированные молассы палеоген-неогенового возраста, характеризующиеся глинисто-алевритовым составом с участием песчано-гравийно-галечного материала, сохранились во всех крупных впадинах региона, где их мощность достигает 300 м. Широко распространенные неолитифицированные образования квартера отличаются значительной неоднородностью лито-фациального состава с преобладанием грубообломочных фракций и изменчивой, в основном небольшой мощностью, возрастающей до 150–300 м лишь в тектонических депрессиях. В окраинной северо-западной части региона в разрезе отложений квартера присутствуют маломощные покровные лессоиды.

Крайнее разнообразие, контрастность природных условий региона, а также сложность, неоднородность его геологического строения с участием пород широкого возрастного диапазона (от докембрия до квартера) и различного вещественного состава, в том числе карстующихся карбонатных, предопределили разнообразие и активное проявление экзогенных и эндогенных ОГП, из которых максимально опасным является высокая сейсмичность, реализуемая разрушительными землетрясениями.

Экзогенные ОГП. На рассматриваемой территории имеют место следующие опасные процессы экзогенной природы: подвижные осыпи и обвалы, снежные лавины, оползни, сели, эрозия, овражная эрозия, суффозия, просадки в лессовых породах, карст, заболачивание, засоление, криогенные процессы (солифлюкция, криогенная десерпция – курумы, термокарст, пучение, морозобойное растрескивание, термоэрозия, наледи).

Обвально-осыпные процессы – наиболее распространенные из ОГП в горных регионах, где площадная пораженность ими нередко достигает 25 % и более. Обвалы и подвижные осыпи развиваются на крупных (более 45–65°) склонах, сложенных преимущественно скальными и полускальными породами. Особенно подвержена этим ОГП зона высокогорного, крутосклонного, глубокорасчлененного рельефа Катунского, Северо-Чуйского, Южно-Чуйского, Шапшальского и Западноаянского хребтов. Обвалы и осыпи наибольший ущерб приносят различным линейным, в первую очередь дорожным объектам, вызывая их завалы и разрушения. При этом первые, вследствие внезапности проявления и создания угрозы для жизни людей относятся к высокоопасным геологическим процессам, а подвижные осыпи – к малоопасным. Обеспечение нормальной эксплуатации линейных объектов в районах, подверженных обвально-осыпным процессам, предусматривает строительство защитных сооружений.

Снежные лавины, так же как и обвально-осыпные процессы, широко распространены в пределах высокогорных и среднегорных хребтов. Практически все склоны, особенно незалесенные и слабозалесенные крутизной более 20° с мощностью снегового покрова более 30 см лавиноопасны. Для Горного Алтая более характерны влажные и мокрые лавины, вызываемые весенним потеплением, нередко сход лавин инициируется сейсмическими событиями.

Оползневые процессы, проявляющиеся в скользящем смещении масс горных пород на склонах под действием силы тяжести и обычно при участии поверхностных и подземных вод, в пределах региона распространены ограниченно в связи с преобладанием в его геологическом строении скальных метаморфических и интрузивных пород. В основном небольшие по объему оползни локально развиты в северо-западной части территории в Башчелак-Семинском и Катунь-Башкаусском районах, где они приурочены к склонам речных долин, имеющих покров существенно глинистых четвертичных осадков. Оползни отмечаются также в Курайской впадине на эрозионных склонах бедленда, выработанного в глинистых неогеновых породах. Процесс нередко инициируется строительством дорог.

Сели – внезапно возникающие высокоскоростные кратковременные, нередко катастрофические горные русловые потоки со значительным (не менее 100–150 кг на 1 м³) содержанием твердого материала, обладающие большой разрушительной силой. Северо-западная часть региона с низкогорными и среднегорными хребтами в целом малоопасна в отношении проявления этого процесса, вызываемого здесь обычно сильными дождями. Расположенные на юго-востоке региона высокие, глубоко расчлененные крутосклонными долинами со значительными скоплениями грубообломочного материала хребты Катунского, Аргут-Акташского, Саяно-Шапшальского районов более подвержены воздействию селевых потоков, инициируемых наряду с дождями снеготаянием. Опасный период длится с апреля по август. Преобладают сели небольшие и средние с объемом единовременных выносов твердого материала до 500 тыс. м³ и средним интервалом между событиями 10–15 лет [251].

Боковая эрозия, заключающаяся в подмыве, разрушении и отступании берегов, проявляется практически повсеместно на реках, особенно крупных и полноводных. Наиболее интенсивно процесс развивается на береговых уступах террас и аккумулятивных равнин, сложенных рыхлыми осадками, в периоды половодий и паводков.

Овражная эрозия, вызываемая линейными временными водотоками, имеет ограниченное развитие в основном в пределах долинных аккумулятивных равнин и на пологих склонах с легкоразмываемыми грунтами северо-западной части территории. Как правило, возникновение овражных промоин, концентрирующихся вблизи населенных пунктов и грунтовых дорог, связано с антропогенным нарушением дернового покрова.

Суффозия – процесс механического выноса мелких частиц из массива горных пород под действием фильтрующейся в нем воды, проявляется крайне локально и пассивно в основном в пределах Белокурихинского, Башчелак-Семинского, отчасти Катунь-Башкаусского районов (схема) в местах поверхностного залегания супесчаных и легких суглинистых грунтов. Как и овражная эрозия, процесс инициируется антропогенными факторами.

Просадки в лессовых породах отмечаются лишь на северо-западе региона в основном на склонах Ануйского, Башцелакского хребтов, в бассейнах Ануя и Солоновки, где развиты маломощные покровы лессоидов, характеризующиеся повышенной пористостью, карбонатностью, крупноалевритовым составом и водонепроницаемостью. Эти процессы мало активны в естественных условиях, но при строительстве под воздействием дополнительной нагрузки и промачивании лессовых грунтов в них могут появиться просадки обвального характера, вызывающие деформацию возводимых сооружений.

Карст представляет собой процесс растворения и выщелачивания растворимых пород поверхностными и подземными водами, сопровождающийся образованием специфических, преимущественно отрицательных форм рельефа на поверхности и разнообразных пустот в толщах горных пород. Древний и современный карст в регионе распространен довольно широко на карбонатных породах кембрийского и силурийского возраста в пределах Башцелак-Семинского, Коргон-Тректинского, Катунь-Башкауского районов. Он представлен поверхностными формами (мелкие карры, воронки глубиной от 2–3 до 50 м с диаметром от первых до 200 м) и подземными (нишами, гротами, пещерами глубиной до 100 м при протяженности до сотен метров). Преобладают последние. В некоторых пещерах, в том числе одной из наиболее крупных и известных – Канской, расположенной на правом берегу Чарыша в 3 км выше по течению пос. Усть-Кан и Денисовой на р. Ануй обнаружены следы обитания человека каменного века. В целом же интенсивность развития современных карстовых процессов оценивается как низкая.

Заболачивание – процесс избыточного насыщения водой поверхностных образований, приводящий к возникновению заболоченных участков и болот, проявляется локально, в основном на поймах и низких террасах речных долин, а также на аккумулятивных равнинах различного генезиса в пределах высокоприподнятых горных впадин (Джулукульской, Курайской и др.), нагорий и плато, расположенных в зоне развития ММП.

Засоление, возникающее в обстановке преобладания испарения над осадками вследствие близкого расположения к поверхности уровня высокоминерализованных грунтовых вод, местами сочетающееся с заболачиванием, отмечается в ряде впадин юго-восточной части региона (Уймонской, Джасатерской, Чуйской, Курайской), выполненных молассаами, в строении которых участвуют красноцветные и буроземные формации, формировавшиеся в аридных обстановках.

Криогенные процессы связаны с фазовыми переходами воды в приповерхностных мерзлых породах. Широкое распространение ММП в регионе (схема) предопределило ведущую роль этих процессов среди ОГП экзогенной природы. К ним относятся солифлюкция, десерпция (курумы), термокарст, пучение, морозобойное растрескивание, термоэрозия, наледи. Наиболее активно криогенные процессы проявляются в зоне сплошного развития ММП в местах скопления подземных льдов, залегающих близко к поверхности. Они способны оказывать негативное воздействие на инженерные сооружения любого типа, вызывая их деформацию и разрушение вследствие неравномерных просадок, связанных с оттаиванием при нару-

шении теплообменного режима. Обеспечение сохранности и безопасности эксплуатации инженерных объектов в криолитозоне требует применения специальных защитных мероприятий.

Солифлюкция, представляющая собой процесс вязкопластичного смещения водонасыщенных тонкодисперсных отложений сезонно-талого слоя по водоупору из мерзлых пород, развивается на склонах крутизной от 3 до 30°. Наиболее активно она протекает на открытых склонах крутизной 15–25°. Средние годовые скорости солифлюкционного смещения от нескольких сантиметров до первых метров. В редких случаях при сильном переувлажнении грунта, скорости движения, приобретающего характер катастрофических сплывов, возрастают до нескольких метров в минуту. Солифлюкция неравномерно распространена повсеместно в зонах среднегорного и высокогорного рельефа региона. Наиболее поражены этим процессом Улаганское плато, Чумышманское нагорье, Джулукульская впадина, плато Укок.

Курумы – движущиеся по склонам в результате проявления криогенной десерпции скопления грубообломочного материала. Процесс имеет место на склонах крутизной 3–45°, сложенных трещиноватыми скальными породами. Наиболее подвержены курумообразованию склоны крутизной 15–20° гольцовой зоны среднегорных хребтов, нагорий и плато. Скорость движения курумов изменяется от первых мм/год до нескольких см/год, изредка – до десятков см/год, что создает угрозу для линейных коммуникаций, рассчитанных на длительный срок эксплуатации.

Термокарст, выражающийся в просадках несвязных пород, вызванных протаиванием заключенного в них льда, приводит к образованию отрицательных форм рельефа, сопровождающемуся заболачиванием и появлением озер, преимущественно округлой формы. Термокарст наиболее широко распространен на днищах впадин, расположенных в пределах криолитозоны – Джулукульской, Чуйской, Курайской, Джасатерской, Бертекской, Тархатинской и др. Размеры впадин, занятых озерами, изменяются от 20 × 50 до 500 × 700 м, глубина озер от десятков сантиметров до 5–6 м [55]. Активно процесс развивается на голоценовых моренах. Довольно широко распространены сухие реликтовые термокарстовые западины и котловины.

Морозное пучение связано с расширением объема воды при замерзании. Наиболее подвержены процессу глинистые водонасыщенные отложения. Как и термокарст, пучение проявляется преимущественно на днищах впадин с развитием ММП или наличием глубокого сезонного промерзания рыхлых осадков. Многолетние бугры пучения – гидролакколиты высотой 5–10, реже до 15 м и диаметром от десятков до сотен метров чаще наблюдаются в долинах рек и прибортовых частях озерных котловин. Более широко распространенные сезонные бугры пучения высотой от 0,2 до 2,0 м и диаметром до 2–3 м более характерны для заболоченных тыловых частей пойм и низких террас рек.

Морозобойное растрескивание и связанное с ним формирование полигональных структур – один из широко распространенных криогенных процессов, обусловленный скальвающими и растягивающими напряжениями, возникающими в промерзающих грунтах. Наиболее подвержены ему пойменные, низкие надпойменные террасы рек, водно-ледниковые, моренные равнины,

в строении которых существенную роль играют пылеватые и глинистые отложения. Растрескиванию подвергаются и скальные породы, выходящие на поверхность или залегающие не небольшой глубине.

Термоэрозия, заключающаяся в сочетании теплового и механического воздействия текучей воды на мерзлые породы и лед, наблюдалась в долине р. Бол. Улаган и ряде других долин, где речной водоток вызывает протаивание ММП в основании террас, приводящее к образованию нависающих козырьков и их последующему обрушению, способствуя тем самым ускорению боковой эрозии.

Наледи представляют собой скопления льда на поверхности, образовавшиеся в результате замерзания изливающихся подземных или поверхностных (речных) вод. Речные наледи возникают почти на всех малых реках. Объем их достигает 5000 тыс. м³ и более. Грунтовые наледи, приуроченные к местам выхода подземных вод, расположены обычно вдоль склонов долин. Нередко они формируют совместно с речными наледи смешанного типа, наиболее крупные по размерам. Образование наледей начинается в октябре—ноябре, сход — в апреле—мае. В суровые годы они не успевают полностью растаять. Такие долгоживущие наледи известны в долинах рек Тархата, Бугузун, левых притоков р. Башкаус. В Курайской впадине на заболоченных участках долин рек имеют место подземные наледи на глубине 0,6—1 м.

Эндогенные ОГП. Эти процессы связаны с высокой сейсмической активностью региона, входящего в глобальный Трансазиатский сейсмический пояс. Согласно официальному документу [125], Горный Алтай расположен в зонах интенсивности сотрясений от 8 до 10 баллов и более шкалы MSK-64. Поскольку детальность исследований, проведенных при составлении этих карт, соответствует масштабу 1:2500 000, они позволяют только качественно оценить сейсмическую опасность для изучаемой локальной территории [241]. Анализ пространственного размещения эпицентров землетрясений рассматриваемого региона дает отчетливое представление о дифференциации его по уровню сейсмической активности, возрастающей с северо-запада к юго-востоку, от предгорий к высоким горам [113]. Наибольшая плотность эпицентров землетрясений любых энергетических классов отмечается в районах Шапшальского, Курайского и Северо-Чуйского хребтов. В западной части Алтая повышенным тоном сейсмической активности выделяются Коргонский и Теректинский хребты [113].

Труднопрогнозируемые мгновенно происходящие землетрясения являются в горных регионах наиболее опасным геологическим процессом, вызывающим разрушение техногенных объектов, человеческие жертвы и приносящим значительный материальный ущерб. Чрезвычайно опасны сопровождающие землетрясения сейсмогравитационные процессы: сейсмоползны и сейсмообвалы, концентрирующиеся в основном по бортам впадин в зонах ограничивающих их сейсмоактивных разломов. Они, как и другие сейсмодислокации, отображены на карте геологических опасностей ввиду ее мелкого масштаба преимущественно знаками. Удалось показать в качестве площадных объектов лишь два МДДК, связанных с сейсмогравитационной аккумуляцией. Первый из них расположен на левобережье р. Чуя напротив устья р. Куэхтанар (между Курайской и Чуйской

впадинами). Сошедший в этом месте с горы Пайбюро (2414 м) видимо в начале голоцена сейсмообвал перегородил р. Чуя, вызвав образование временного подпрудного озера, исчезнувшего после пропила обвала рекой. Второй площадный объект сейсмогравитационной аккумуляции находится в хр. Западный Саян в верхнем течении р. Мунгашхоль (правой составляющей р. Она). С наиболее крупным сейсмообвалом связано образование оз. Улуг-Мунгаш-Холь, а с другим — оз. Пичи-Мунгаш-Холь. Кроме того, землетрясения инициируют и другие опасные природные процессы — сели, снежные лавины, сплывы, карстовые провалы.

Высокая степень сейсмической опасности юго-восточной части региона была подтверждена Чуйским землетрясением 27 сентября 2003 г. с магнитудой по шкале Рихтера 7,5 и интенсивностью в эпицентральной зоне 9 баллов по шкале MSK-64. Эпицентр главного толчка землетрясения был приурочен к разлому, разделяющему Чаган-Узунский блок и Северо-Чуйский хребет (район пос. Бельгир) [63]. Землетрясение вызвало повреждение зданий и сооружений в районе Чуйской и Курайской впадин, а также сопровождалось выходом очага на поверхность с образованием системы глубоких протяженных сейсморазрывов запад-северо-западного простирания и вторичных сейсмодислокаций в виде обвалов, оползней и грифонов [54].

Высокая сейсмическая активность территории имела место на протяжении всей кайнозойской тектонической активизации, особенно в квартере, о чем свидетельствуют многочисленные плейстоценовые и голоценовые палеосейсмодислокации, сохранившиеся в рельефе в виде оползней, обвалов и сейсморов. По оценкам их параметров они могли быть вызваны сотрясениями с магнитудой до 7,5 и интенсивностью на поверхности до 9 баллов [204]. Согласно другим представлениям, в рельефе и отложениях Юго-Восточного Алтая запечатлены еще недостаточно изученные сейсмические события значительно большей мощности, масштабы которых дают основание связать их с сотрясениями силой в 11–12 баллов [51].

Районирование. Оценочное районирование территории по интегральной оценке степени геологической опасности, представляющее собой результирующий информационный слой карты, приведено на соответствующей схеме районирования масштаба 1 : 2 500 000 (далее в тексте — «Схема»). В основу районирования положен учет максимально опасных экзогенных и эндогенных процессов, а также степень интенсивности их проявления (величина площадной пораженности ими территории). В рассматриваемом регионе выделены площади высокоопасные (I), опасные с локальным проявлением высокоопасных процессов (II) и малоопасные с локальным проявлением опасных процессов на ограниченной площади (III), подразделенные на 17 районов, различающихся по генетическому «спектру» ОГП и интенсивности их проявления. Районы в основном совпадают с крупными новейшими морфоструктурами и разграничены большей частью активными разломами.

Для всех районов построены диаграммы, графически характеризующие их геодинамические особенности. Опасные геологические процессы, проиндексированные буквенными символами, отображены в виде прилегающих друг к другу прямоугольников, на оси ординат диаграмм показана условная степень опасности процессов в баллах (1 балл — малоопасные, 2 бал-

ла — опасные, 3 балла — высокоопасные), а на оси абсцисс — интенсивность их проявления (степень пораженности территории в %, фиксируемая откладываемой в масштабе шириной основания прямоугольников).

В пределах региона к высокоопасным районам отнесены Саяно-Шапшальский (I_1), Курайский (I_2), Катунский (I_3), Джасатерский (I_4), Аргут-Акташский (I_5) и Чуйский (I_6) (схема).

I_1 . *Саяно-Шапшальский район* охватывает территорию хребтов Западный Саян, Абаканский и Шапшальский с высотами до 3000–3600 м. В геологическом строении Шапшальского и Абаканского хребтов преобладают кристаллические и метаморфические сланцы протерозоя и нижнего кембрия. В пределах Западного Саяна в синклинорных структурах распространены песчано-сланцевые породы кембрия–ордовика, а в антиклинорных — метаморфизованные сланцы, зеленокаменные эффузивы, кварциты, известняки нижнего и среднего кембрия. Породы прорваны интрузиями преимущественно гранитоидными. Крайняя северная часть территории согласно ОСР-97 отнесена к зоне 8-балльных землетрясений, остальная, большая по площади — к 9-балльной. В пределах последней наблюдаются довольно многочисленные сейсмодислокации (деформационные и гравитационные), как современные, так и голоценовые и плейстоценовые (схема), подтверждающие высокую степень потенциальной сейсмической опасности региона. Из экзогенных ОГП наибольшую опасность представляют широко распространенные снежные лавины, обвалы и сели. Положение района в зонах сплошной и прерывистой многолетней мерзлоты (схема) предопределило также разнообразие и широкое площадное развитие криогенных процессов, особенно солифлюкции и курумообразования.

I_2 . *Курайский район* расположен в пределах одноименной рамповой впадины, дренируемой р. Чуя, с отметками днища 1500–1600 м, занятого аллювиальными, водно-ледниковыми, ледниковыми и озерно-аллювиальными равнинами. Потенциальная сейсмичность территории оценивается в 10 баллов, подтверждением чему служат Чуйское землетрясение, 2003 г., с магнитудой 7,5, вызвавшее разрушение зданий в поселках Курай и Акташ и сопровождавшееся масштабными сейсмогравитационными процессами — сходом оползней, обвалов, осыпных масс, образованием сейсморов. В районе установлены также многочисленные палеосейсмодислокации — следы разрушительных землетрясений исторического и доисторического времени с магнитудами по оценкам разных авторов до 7,5 и более. В центральной части Курайской впадины ММП имеют в основном островное развитие, у подножия ограничивающих ее горных склонов со сплошной мерзлотой прослеживается узкая зона прерывистого распространения ММП. Вдоль р. Чуя отмечаются сквозные талики [55]. С мерзлотой связано проявление разнообразных криогенных процессов, преимущественно пучения и термокарста, а также локальное развитие заболачивания, местами сочетающееся со слабовыраженным засолением. На правом берегу Чуи близ выхода ее из Чуйской впадины у подножия Курайского хребта имеют место оползневые процессы, приуроченные к вскрытым денудацией существенно глинистым породам неогенового возраста. В окраинных частях впадины существует угроза обвально-осыпных процессов и схода небольших левых потоков.

I₃. Катунский район в своих границах совпадает с одноименным высокогорным хребтом с наивысшей вершиной 4506 м (гора Белуха). Хребет сложен в основном метаморфизованными сланцами и гранитами. Его осевую зону занимает типичный альпийский рельеф с современными ледниками преимущественно долинными и каровыми, общее количество которых достигает 386, а площадь — 279 км². Наиболее крупным является Катунский ледник протяженностью 8,5 км. Склоны хребта расчленены глубоко врезаемыми долинами рек — притоками р. Катунь.

Район, по данным ОСР-97, расположен в зоне 9-бальной сейсмичности (схема сейсмического районирования), в связи с чем наибольшую опасность представляют возможные катастрофические землетрясения и их последствия. Крайне опасны чрезвычайно широко распространенные в районе снежные лавины и обвалы. Большая часть долин подвержена селевым процессам. Преобладают селевые потоки небольшие и средние с объемом единовременных выносов обломочных масс до 50 тыс. м³ [251]. Практически повсеместное развитие многолетней мерзлоты сплошной и островной предопределило активное проявление разнообразных криогенных процессов, из которых наиболее распространены криогенная десерпция (курумы) и солифлюксия. Крайне незначительное, локальное развитие имеют оползни и заболачивание.

I₄. Джасаторский район охватывает территорию одноименной рамповой впадины, дренируемой р. Джасатер. Практически все днище впадины с отметками около 1500—2000 м занято ледниковыми равнинами. Сейсмичность района оценивается в 10 баллов. Подтверждением высокой степени опасности землетрясений являются обнаруженные здесь палеосейсмодислокации. В краевой (предгорной) части впадины возможно проявление селевых процессов незначительной мощности. С широким развитием ММП связано развитие разнообразных малоопасных — криогенных процессов, из которых наибольшей интенсивностью характеризуется солифлюксия. Имеющее локальное проявление заболачивание местами сочетается с засолением.

I₅. Аргут-Акташский район охватывает высокие хребты юго-восточной части Горного Алтая—Курайский (до 3412 м), Северо-Чуйский (до 4173 м), Южно-Чуйский (до 3960 м) и Сайпюгем (северные склоны, до 3500 м), сложенные преимущественно метаморфическими породами. В составе палеозойских пород Северо-Чуйского хребта присутствуют известняки. В Северо-Чуйском и Южно-Чуйском хребтах имеется современное карово-долинное оледенение, площадь которого в более высоком Северо-Чуйском хребте составляет 130 км². Горные хребты расчленены глубоко врезаемыми крутосклонными долинами, верхний ярус рельефа имеет типичный альпийский облик.

Район, расположенный на продолжении активнейших сейсмогенерирующих структур Монголии, является максимально сейсмоопасным (10 баллов) в пределах рассматриваемой территории. На его площади, особенно Курайском и Северо-Чуйском хребтах, установлены многочисленные палеосейсмодислокации, связанные с землетрясениями с магнитудами до 7,5 баллов [204] и более [51]. Из экзогенных ОГП наибольшую угрозу представляют широко распространенные снежные лавины, обвалы, а так-

же селевые потоки, хотя последние в основном оцениваются по размерам как небольшие и средние [251]. Сплошное развитие ММП обусловило активное проявление разнообразных криогенных процессов, из которых преобладают солифлюкция и курумы. Крайне локально развиты оползни, заболачивание и малоактивный карст.

I₆. Чуйский район орографически совпадает с одноименной рамповой впадиной, расположенной на высоте 1750–2200 м и дренируемой р. Чуя. Днище ее занято ледниковыми, водно-ледниковыми и аллювиальными равнинами. От окружающих хребтов – Курайского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского впадина отделена активными сейсмогенерирующими разломами, к которым приурочен ряд палеосейсмодислокаций. Потенциальная сейсмическая опасность района оценена в 10 баллов. Из экзогенных ОГП, в связи с расположением впадины в зоне развития сплошной многолетней мерзлоты, наиболее широко распространены разнообразные криогенные процессы, особенно солифлюкция, морозобойное растрескивание, пучение и термокарст. С наличием ММП связано также локально проявляющееся заболачивание, местами сочетающееся с засолением [55]. На склонах долин притоков Чуи местами отмечаются небольшие оползни. Опасность проявления маломощных селевых потоков низка [251].

К опасным районам с локальным проявлением высокоопасных процессов на ограниченной площади в пределах рассматриваемого региона отнесены следующие: *I₁* Катунь-Башкауский, *I₂* Коргон-Теректинский, *I₃* Уймон-Катандинский, *I₄* Айгулак-Ештыккольский, *I₅* Улаганский, *I₆* Чулышманский, *I₇* Алашский, *I₈* Джулукульский и *I₉* Укокский.

I₁. Катунь-Башкауский район расположен на междуречье Катунь и Башкауса. Он охватывает ряд субмеридионально ориентированных хребтов: Куминский, Иолго, Сумультинский, Алтынту, низкогорных в северной своей части и среднегорных – в южной, из которых наиболее высоким (до 2330 м) является Сумультинский. В геологическом строении района участвуют в основном метаморфизованные породы протерозоя, прорванные крупными гранитоидными интрузиями, терригенно-карбонатные породы кембрия, включающие растворимые известняки и доломиты, а также существенно вулканогенные образования среднего девона. Согласно ОСР-97, сейсмичность территории оценивается в пределах 8–9 баллов. В северной окраинной части района ММП отсутствуют, южнее они имеют преимущественно прерывистое и островное распространение. Из геологических процессов наибольшую опасность представляет возможность локального проявления разрушительных землетрясений. В среднегорье довольно широко развиты снежные лавины, обвально-осыпные процессы, солифлюкция, в гольцовой зоне – криогенная десерпция (курумы), а в отдельных речных долинах – маломощные сели. На карбонатных породах кембрия имеет место карст поверхностный (небольшие мелкие карры и воронки диаметром от первых до 200 м и глубиной от 2–3 до 50 м) и подземный (ниши, гроты, пещеры глубиной от первых до 185 м и протяженностью в сотни метров). В северной низкогорной части района на склонах речных долин, перекрытых супесчано-суглинистыми осадками, наблюдаются небольшие по объему оползни, чаще всего инициируемые техногенными факторами. Здесь же отмечается незначительное проявление овражной эрозии и суффозии. Уча-

ствующие в строении четвертичного покрова лессовидные образования опасны в отношении просадочных явлений, при возведении на них зданий и промачивании. В речных долинах имеют место боковая эрозия и заболачивание пойменных террас.

II₂. Коргон-Теректинский район охватывает средневысотные Коргонский (2488 м), Теректинский (2927 м) хребты, а также восточные и северо-восточные склоны хребтов Коксу (2175), Холзун (2599) и Листвяга (2578 м), сложенные в основном метаморфическими породами протерозоя и терригенно-вулканогенными породами среднего девона с участием известняков. Большая часть территории расположена в зоне островной и прерывистой многолетней мерзлоты. Согласно ОСР-97, сейсмичность ее оценена в 8–9 баллов. Судя по анализу пространственного размещения эпицентров землетрясений, район Теректинского и Коргонского хребтов отличается повышенным фоном сейсмической активности в пределах всей западной части Горного Алтая [113]. Из экзогенных ОГП процессов наиболее широко распространены малоопасные солифлюкция и криогенная десерпция (курумы), в меньшей степени заболачивание, подвижные осыпи. Опасность схода снежных лавин оценивается в основном как слабая и средняя, за исключением юго-западной более высокой части Теректинского хребта [251]. Селевая активность также в целом невысокая. В речных долинах локально проявляются оползневые процессы и овражная эрозия. На имеющих ограниченное распространение карбонатных породах палеозоя местами отмечается малоактивный карст.

II₃. Уймон-Катандинский район орографически соответствует одноименному грабену, расположенному на субширотном отрезке долины р. Катунь, огибающей Катунский хребет. Днище грабена с отметками около 800–1200 м занято аккумулятивными равнинами аллювиального, аллювиально-пролювиального, озерно-ледникового генезиса. Впадина в целом расположена в зоне прерывистого распространения ММП, вдоль долины Катунь имеются сквозные талики. Потенциальная сейсмичность территории 9 баллов, имеются следы палеосейсмодислокаций. Незначительная ширина впадины, активный характер ограничивающих ее разломов существенно увеличивает размеры возможных разрушений, связанных с землетрясениями и сопровождающими их сейсмогравитационными процессами. Из экзогенных ОГП в прибортовых частях локально проявляются обвальное-осыпные, оползневые, малоактивные селевые процессы, сход небольших по объему снежных лавин. На днище впадины имеют место разнообразные криогенные процессы, особенно солифлюкция и морозобойное растрескивание, а также заболачивание, местами сопровождающееся засолением.

II₄. Айгулак-Ештыккольский район охватывает хребты Айгулакский (до 2600 м), Саладжар (около 2000 м) и расположенное к югу от них на междуречье Чуи и Шавлы Ештыккольское плоскогорье с высотами 2000–2500 м. В геологическом строении территории участвуют в основном терригенные породы верхнего кембрия и ордовика и терригенно-карбонатные породы силура. Хребты характеризуются среднегорным глубокорасчлененным рельефом, в отличие от менее контрастного и более выположенного рельефа плоскогорья. Район относится к зоне прерывистого распространения ММП. Сейсмичность его оценивается в 9–10 баллов, имеются следы па-

леосейсмодислокаций. Угроза разрушительных землетрясений представляет наибольшую геологическую опасность эндогенной природы.

Из экзогенных ОГП в пределах хребтов наиболее опасными и распространенными являются снежные лавины и обвально-осыпные процессы, а также локально проявляющиеся сели небольшой мощности. В пределах Ештыккольского плоскогорья преимущественное развитие имеют малоопасные криогенные процессы, особенно солифлюкция и криогенная десерпция (курумы), довольно широко распространено заболачивание.

II₅. Улаганский район в своих границах соответствует одноименному плато, расположенному в бассейне р. Башкауз. Рельеф плато слаборасчлененный, массивный с отметками от 1500–1600 до 2000 м. Северо-западная часть его в основном сложена метаморфизованными породами протерозоя, вулканогенными и терригенно-карбонатными образованиями среднего девона, а юго-восточная – терригенными породами кембрия. В пределах района широкое распространение имеют ММП, характеризующиеся прерывистым, реже сплошным развитием. По данным ОСР-97, сейсмичность территории 9 баллов. К наиболее опасным экзогенным ОГП в районе относятся снежные лавины и маломощные селевые потоки, проявляющиеся крайне локально. На основной площади района распространены преимущественно разнообразные малоопасные криогенные процессы, среди которых доминируют солифлюкция и криогенная десерпция (курумы). Практически повсеместно на небольших площадях имеет место заболачивание.

II₆. Чулышманский район охватывает одноименное нагорье, характеризующееся относительно выровненной или слаборасчлененной поверхностью, располагающейся на высоте порядка 2000–2200 м, над которым возвышаются отдельные массивы с вершинами до 3148 м. В геологическом строении нагорья преобладают кристаллические породы протерозоя, прорванные интрузиями гранитоидов. На юго-востоке района развиты терригенные флишoidные породы ордовика. Повсеместное распространение имеет прерывистая и сплошная многолетняя мерзлота. Район расположен в зоне 9–балльной сейсмичности. Из наиболее опасных экзогенных ОГП имеют место снежные лавины, приуроченные в основном к незалесенным склонам останцовых массивов и речных долин. На этих же склонах наблюдаются обвально-осыпные процессы. В целом степень лавинной опасности района оценена как слабая и средняя. Также небольшое развитие имеют селевые потоки с объемом единовременного выноса обломочного материала, не превышающего 50 тыс. м³ [251]. Наиболее широко распространены в пределах нагорья разнообразные криогенные малоопасные процессы, главным образом солифлюкция и курумообразование, нередко сопровождающиеся заболачиванием.

II₇. Алашский район расположен на небольшой по площади, окраинной западной части Алашского нагорья, характеризующегося слаборасчлененным рельефом с отметками порядка 1500 – 2000 м. Местами над этим рельефом на сотни метров возвышаются останцовые массивы. В строении нагорья участвуют терригенные породы кембрия, ордовика, прорванные интрузиями гранитоидов. В районе практически повсеместно наблюдается прерывистая многолетняя мерзлота, в долине Хемчика имеются сквозные талики. Сейсмичность территории 8–9 баллов. Из экзогенных ОГП наибо-

лее широко развиты малоопасные криогенные процессы, особенно солифлюкция и курумообразование. Достаточно широко распространены подвижные осыпи, в меньшей степени — обвалы. Степень лавинной опасности района оценивается как средняя, а селевой — как слабая [251].

II₈. Джулукульский район охватывает одноименную высокогорную (2000—2500 м) впадину, ограниченную на большем своем протяжении сейсмоактивными разломами, выполненную неогеновой молассой и четвертичными, преимущественно ледниковыми образованиями. Во впадине находятся два крупнейших озерных бассейна Горного Алтая — Джулукуль и Хиндигтиг-Холь с отметками уреза воды соответственно 2199 и 2305 м. Сплошная многолетняя мерзлота имеет повсеместное распространение (за исключением подозерных таликов). Район характеризуется высокой (9—10 баллов) сейсмичностью, представляющей основную опасность среди ОГП. На днищах впадины широко распространены разнообразные малоопасные криогенные процессы: солифлюкция, многолетнее и сезонное пучение, морозобойное растрескивание, термокарст. На крутых берегах озер (в том числе термокарстовых) проявляется ограниченно термоабразия, а на эрозионных уступах — термоэрозия. Многие криогенные процессы сопровождаются заболачиванием.

II₉. Укокский район расположен в пределах одноименного слаборасчлененного плоскогорья с преобладающими отметками поверхности от 2000 до 2600 м. Отдельные горные массивы достигают высоты 3000 м и более (3242 м). На юге низкогорье ограничено крутыми склонами высокогорных хребтов субширотного простирания: Южный Алтай (3811 м), Табын-Богдо-Оло (4356 м) и Сайлюгем (3500 м). В двух первых из них имеется небольшое современное корово-долинное оледенение. Наиболее крупный долинный ледник Укокский в истоках р. Аколоха достигает длины 4,2 км при общей площади 7 км². Повсеместно распространены ММП. В геологическом строении района преобладают терригенные породы кембрия и ордовика, прорванные многочисленными интрузиями гранитоидов. Они перекрыты на большей части территории четвертичными, преимущественно ледниковыми отложениями. Сейсмичность района оценивается в 9 баллов.

Из наиболее опасных экзогенных ОГП имеют место снежные лавины и сели. Снежные лавины в основном наблюдаются лишь на крутых склонах южных хребтов и отдельных высоких массивах плоскогорья. Большая часть района характеризуется слабой степенью лавинной опасности, как и селевой. Наиболее широко в пределах плоскогорья распространены разнообразные малоопасные криогенные процессы, главным образом солифлюкция и курумообразование, а в несколько меньшей степени — обвально-осыпные процессы и заболачивание.

К малоопасным районам с локальным проявлением опасных процессов на ограниченной площади в пределах рассматриваемой территории относятся следующие: *III₁* Белокурихинский и *III₂* Башчелак-Семинский.

III₁. Белокурихинский район занимает окраинную северо-западную часть региона, расположенную у подножия тектонического уступа — Северного фаса Алтая, отделяющего его от Западно-Сибирской равнины. В пределах района породы фундамента перекрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений. Полигенетические четвертичные образования слагают аллювиаль-

ные, наклонные аллювиально-пролювиальные, пролювиальные, делювиально-пролювиальные равнины, располагающиеся в диапазоне абсолютных высот от 200 до 500 м и несущие нередко покров позднелепистоценовых лессоидов. Многолетнемерзлые породы отсутствуют. Сейсмичность территории по данным ОСР-97 составляет 8 баллов. Разделяющий Алтайскую и Западно-Сибирскую мегаструктуры разлом (Белокурихинский надвиг) сохраняет активность до настоящего времени, о чем свидетельствуют приуроченные к нему горячие родоновые источники курорта «Белокуриха», а также неоднократные землетрясения до 5–7 баллов, отмечавшиеся здесь ранее южнее горы Белокуриха [230]. Проявляющиеся в пределах района экзогенные ОГП, относящиеся к малоопасным, представлены неактивно развивающимися просадками в лессовых грунтах, суффозией, овражной и боковой речной эрозией.

III₂. Башелак-Семинский район охватывает ряд хребтов северо-западного простирания: Башелакский, Ануйский, Чергинский и Семинский, низкогорных (800–1000 м) в северной своей части и среднегорных (до 2400–2500 м) – в южной. Башелакский хребет сложен в основном кристаллическими сланцами протерозоя, нижнего кембрия и гранитоидами; Ануйский – терригенно-карбонатными породами ордовика, силура, терригенными и вулканогенными породами девона; Чергинский – песчаниками и сланцами кембрия, ордовика, силура; Семинский – метаморфическими породами протерозоя и нижнего кембрия. В пределах низкогорий горные склоны нередко несут покров делювиальных и лессовидных отложений. Среднегорья отличаются глубиной эрозионного расчленения и крутизной склонов с прерывистым маломощным чехлом в основном грубообломочных осадков. В северной части региона примерно до широты пос. Таурак (р. Песчаная) ММП отсутствуют, южнее они имеют островное и реже (на гребнях хребтов) прерывистое распространение. Сейсмичность данной территории по ОСР-97 оценивается в 8–9 баллов.

«Спектр» экзогенных ОГП, включающий преимущественно малоопасные процессы, достаточно разнообразен. Район в целом характеризуется слабой степенью лавинной и селевой опасности [251], проявляющейся локально в основном в более возвышенной и расчлененной юго-восточной части территории, где также имеют место обвально-осыпные процессы. В гольцовой зоне среднегорья на высотах более 1600 м доминируют криогенные ОГП, главным образом курумообразование и солифлюкция. В северной низкогорной части района локально развиты суффозия и овражная эрозия. Редко встречающиеся небольшие по объему оползни обычно приурочены к склонам речных долин и террас, в строении которых участвуют суглинистые отложения. Пойменные террасы большей частью заболочены. В пределах района в карбонатных породах палеозоя на разных гипсометрических уровнях довольно широко (особенно в Ануйском хребте) распространен поверхностный и подземный карст. Поверхностный карст представлен обычно каррами и воронками диаметром до 10–50 м и глубиной до 5–7 м, а глубинный – гротами и морфологически разнообразными пещерами. В некоторых из них (Канская, Каминная) обнаружены следы обитания человека Каменного века.

Выводы. Анализ схемы интегральной оценки степени геологической опасности и схемы сейсмического районирования показал, что наиболее опасным геологическим процессом на всей рассматриваемой территории является высокая сейсмичность. Положение региона в зонах 8–10-балльных землетрясений существенно увеличивает риск его строительного освоения и использования.

Как видно из схемы районирования территории по интегральной оценке степени геологических опасностей, только около 20 % площади, занятой предгорными равнинами, низкогорными, отчасти среднегорными хребтами, расположенной на северо-западе региона в зоне развития сезонной и островной многолетней мерзлоты (Белокурихинский, Башелак–Семинский районы), можно оценить условно как малоопасную со средним по размерам суммарным природным риском строительного освоения и использования [135]. Проведение защитных мероприятий здесь требуется в основном для одного весьма опасного процесса (сейсмичности) и двух-трех менее опасных (из-за ограниченности распространения и небольшой активности проявления) экзогенных процессов – снежных лавин, селей, карста, преимущественно на локальных участках, реже – ограниченной площадки.

Примерно 45 % территории, охватывающей среднегорные хребты, плато, плоскогорья, нагорья, отдельные межгорные впадины, характеризующиеся в основном прерывистым распространением ММП (Катунь-Башкауский, Коргон-Теректинский, Уймон-Катандинский, Айгулак-Ештыккольский, Улаганский, Чулышманский, Алашский, Джулукульский, Укокский районы), относится к опасной со значительным суммарным природным риском народнохозяйственного освоения. Защита от сейсмических, обвально-осыпных, процессов, снежных лавин, селей, оползней требуется преимущественно на ограниченной территории [135].

Около 35 % территории, занятой высокогорными хребтами и рамповыми впадинами с практически сплошным распространением ММП (Саян-Шапшальский, Курайский, Катунский, Джасатерский, Аргут-Акташский, Чуйский районы) оценены как высокоопасные. На крутых склонах высокогорных хребтов такие процессы как снежные лавины, обвалы, подвижные осыпи, сели имеют наиболее широкое распространение и активность, что в сочетании со значительной потенциальной угрозой сильных и катастрофических землетрясений делает эти районы практически не пригодными для строительства и освоения из-за сложности и чрезмерно большой стоимости защитных мероприятий, проведение которых необходимо на значительной территории. Рамповые впадины (Джасатерская, Курайская, Чуйская), несмотря на преимущественно малоопасные экзогенные процессы, развивающиеся на их днищах, чрезвычайно опасны для освоения из-за потенциальной угрозы разрушительных землетрясений с магнитудами от 7 и более, очаговые зоны которых связаны с ограничивающими эти грабены активными сейсмогенерирующими разломами субширотного и северо-западного простирания. Велика также вероятность перегораживания рек сейсмогенными оползнями и обвалами с образованием подпружных озер с неустойчивыми плотинами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При создании комплекта карт листа М-45 за достаточно короткий срок был собран, проанализирован и обобщен огромный фактический материал, накопленный за 30 лет со времени издания Геологической карты СССР (новая серия). Были использованы результаты многолетних геологических наблюдений, геологосъемочных, геофизических, поисковых и тематических работ, а также результаты редакционно-увязочных и ревизионных полевых работ, проведенных в сезонах 2003–2004 гг. Значительное количество информации было получено при изучении опубликованной литературы, что позволило во многом по-новому подойти к решению целого ряда проблемных вопросов стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники и металлогении региона. В результате проведения формационного, структурно-тектонического, регионального металлогенического анализа осуществлена систематизация всей имеющейся на данный момент времени информация по геологическому строению и полезным ископаемым Горного Алтая и Западного Саяна.

При характеристике осадочных, магматических и метаморфических образований региона в полной мере, по возможности, были использованы положения Алтайской и Западно-Саянской серийных легенд Госгеолкарты-200 (второе издание) и Легенды Алтае-Саянской серии листов Госгеолкарты-1000 (третье поколение), требующих в настоящий момент доработки и совершенствования, что в целом не умаляет их значимости для современных мелкомасштабных картосоставительских работ. На основании всестороннего анализа имеющихся геологических данных в данном отчете частично проведена корректировка возрастных датировок некоторых стратиграфических подразделений (кучерлинской, сардыминской, артлашской, сугашской, манчурекской, кокоринской, беркойринской и ряда других свит), магматических и метаморфических комплексов. Так, в частности, по материалам исследований последних лет установлено несоответствие стратотипа эсконгинской свиты картируемому под этим названием стратону венд-раннекембрийского возраста, выделенному в данном отчете как эдиганская свита, а вулканогенно-осадочные образования среднекембрийской толщи Алтае-Северосаянского ВПП, включавшиеся ранее серийной легендой в усть-семинскую свиту и вулканический комплекс порфировых базальтов и трахибазальтов, рассмотрены в соответствии с имеющимся фактическим материалом в составе ускучской свиты и ускучского андезит-базальтового комплекса.

В целом, можно отметить, что в стратиграфии региона остается еще много неясных и спорных вопросов, на которые обращено внимание в гл. «Стратиграфия» при описании конкретных подразделений. Проведенные работы по систематизации огромного фактического материала позволяют констатировать, что за последнее время (и это присуще многим производственным отчетам) к изучению стратиграфии при картировании того или иного конкретного участка применяется чисто формальный подход, сводящийся к простому сложению литологических и палеонтологических данных. В результате такого упрощенного подхода, что фиксируется в действующих стратиграфических схемах районов, в настоящее время некоторые подразделения являются биостратиграфическими единицами и отражают только этапность развития органического мира, что обедняет возможность и надежность корреляции стратонов, затрудняет проведение формационного и фациального анализа и, в целом, снижает достоверность стратиграфических построений, определения объемов и геологического положения конкретных подразделений. На современном уровне знаний свиты должны быть вещественным отражением определенного этапа развития палеобассейна или вулканоплутонического пояса, поскольку без знания эволюции обстановок седиментации, палеогеографии, палеогеоморфологии невозможен эффективный формационный и геодинамический анализ территорий, необходимый при проведении поисковых и геологических работ. Таким образом, существует необходимость комплексного подхода к стратиграфическим исследованиям и построению стратиграфических схем на генетической основе с привлечением, в полной мере, литолого-фациального и бассейнового анализа, моделированием процессов и определением этапности седиментогенеза.

Магматические комплексы региона охарактеризованы на основании многочисленных, разрозненных материалов: фондовых отчетов, опубликованных статей и монографий, а также авторских данных, полученных при проведении незавершенных работ по ГДП-200. В соответствии с геологическим положением и полученными в последнее время результатами изотопно-геохронологического датирования уточнены возрастные границы ряда интрузивных комплексов (майорского, югалинского, каракудюрского, кубадринского, кызылташского), при описании конкретных комплексов отмечены противоречия имеющихся данных, требующие дополнительных исследований (таджилинский комплекс, кубадринский комплекс, комплекс «Эдельвейс» и др.). Отмечен ряд несоответствий серийной легенде и принятой схеме корреляции магматических и метаморфических подразделений. Так, топольнинский комплекс рассматривается как ассоциация породных комплексов разной формационной принадлежности. Выделяемый серийной легендой кызылташский комплекс рассматривается в ранге серии как полиформационное подразделение, включающее тускульский (раннекызылташский) и собственно кызылташский комплексы. По данным, полученным при проведении незавершенных работ по ГДП-200 (2000–2001 гг.), установлено более широкое, чем предполагалось ранее, развитие субвулканических образований девонских вулканических комплексов (аксайского, коргонского, саганского, кокоринского и др.), что требует дополнительного изучения разрезов соответствующих стратиграфических под-

разделений. Также установлена широкая проявленность в девонских разрезах базитовых силлов, что существенно изменит объемы позднедевонских дайково-силловых сумульгинского и урскульского комплексов. На основании корреляции состава и структурно-тектонического положения с урскульским и сумульгинским комплексами выделен позднедевонский верхнеабаканский дайковый комплекс в структурах Западного Саяна.

Накопленный за последние годы материал в совокупности с результатами геодинамического анализа позволил метаморфические комплексы региона рассматривать как нестратифицированные подразделения. Обосновывается их полихронный и полифациальный характер, высказывается предположение о возможной принадлежности этих образований к парному метаморфическому поясу, формирование которого связано с развитием островодужной системы, как это уже отмечалось в работах В. В. Волкова, Н. Л. Добрецова. Метаморфические комплексы региона систематизированы по термодинамическим условиям их образования с принадлежностью к различным типам метаморфизма и фациальным сериям. С определенной степенью условности показан на геологической карте не выделявшийся ранее на ГКК-1000 шапшальский плутоно-метаморфический комплекс в западной части Западного Саяна.

По преобладающему типу тектонических структур региона и слагающих их динамокластитов выделены существенно альпинотипные покровно-складчатые сооружения (Алтае-Западносаянская, Салаиро-Алтайская складчатые системы) и существенно германотипные складчато-блоковые сооружения региональных сдвиговых зон (Монголо-Алтайская и Алтае-Кузнецко-Саянская складчатые системы). При изучении опубликованной (особенно в последние годы) литературы устанавливается широкое развитие покровно-чешуйчатых структур, взбросо-надвиговых систем, во многих случаях контролирующих размещение месторождений и проявлений полезных ископаемых, что имеет немаловажное значение для металлогенических построений.

На площади листа М-45 распространены месторождения и многочисленные проявления угля, железа, марганца, меди, свинца, цинка, кобальта, молибдена, серебра, лития, вольфрама, ртути, висмута, урана, спекулярита, флюорита, волластонита. В соответствии с геологическим заданием внимание авторов было акцентировано на приоритетных типах оруденения. Впервые обосновано распространение в регионе таких типов оруденения как стратиформное свинцово-цинковое в карбонатных и терригенных породах, стратиформное урановое в сланцах, стратиформное флюоритовое.

Для территории листа М-45 и сопряженных районов на основании изотопно-геохимических данных проведена оценка участия мантийных магм в процессах рудообразования. Выделены тектонические блоки с преимущественным развитием приоритетных типов золотого оруденения региона, способные дать крупные объекты (золото-черносланцевый, тонкодисперсный золото-ртутный, эпитермальный золото-серебряный). Выявлены существенные связи магматизма и различных типов оруденения, роль стратиграфических, структурных и литологических факторов контроля рудоносных, рудовмещающих, рудогенерирующих формаций. Определены пет-

рогеохимические типы гранитоидов с акцентом на потенциальную рудоносные. Типизация рудогенерирующих гранитоидов проведена путем сопоставления отечественных (геохимические типы Л. В. Таусона) и зарубежных (стандартные типы гранитоидов – М, S, А, I) классификаций. Показана важная роль флюидного режима, степени окисленности и редуцированности флюидов, а также летучих компонентов.

Для наиболее крупных рудно-магматических систем Горного Алтая (Холзунской, Синюхинской, Калгутинской, Алахинской и др.) установлены признаки мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований: получены метки изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматических породах, серы в сульфидах рудных тел, рудных свинцов в галенитах. Сделан вывод о решающей роли процессов плюмтектоники в формировании эндогенного оруденения и предопределении его масштабов. Формирование крупных и уникальных объектов возможно только в результате возникновения и эволюции мантийных флюидно-магматических металлоносных систем.

Выполнено интегральное минерагеническое районирование. Выделено 44 рудных узла, часть из них – потенциальные. Оценены прогнозные ресурсы золота, меди, молибдена, вольфрама, серебра, кобальта, ртути, урана, волластонита, флюорита по категории Р₃. Суммарные прогнозные ресурсы по видам составляют: железной руды – 267,3 млн т, золота – 1769,8 т, серебра – 9888 т, ртути – 5706,3 т, триоксида вольфрама – 300 тыс. т, молибдена – 93,4 тыс. т, меди – 1701 тыс. т, свинца – 3958,7 тыс. т, цинка – 3744,3 тыс. т, суммы свинца и цинка – 10,7 млн т, урана – 145,6 т, флюоритовой руды – 34,8 млн т.

Первоочередные объекты для постановки поисковых и прогнозно-поисковых работ – Синюхинский, Солонешенский, Быстринский рудные узлы, Сарасинская рудная зона на золото, Алахинский рудный узел – на редкие металлы, Калгутинский рудный узел – редкие металлы и медь (порфирирового типа). На этих площадях рекомендуется постановка поисковых работ.

Анализ геологической и поисковой изученности территории листа М-45 свидетельствует о большой диспропорции в степени изученности разных районов, не позволяющей в настоящее время в полной мере провести полноценные металлогенические обобщения, снижающей эффективность прогнозно-поисковых работ и достоверность минерагенического районирования. Таким образом, дальнейшее наращивание минерально-сырьевого потенциала рассматриваемого региона напрямую связано, прежде всего, с постановкой геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на слабоизученных территориях юго-западной, центральной, восточной частей исследуемого района.

Важную роль в прогнозно-металлогенических и поисковых работах может иметь целенаправленное и специализированное изучение сопряженных метасоматических систем и, в целом, гидротермально-метасоматических образований как локального (околорудные метасоматиты), так и регионального развития. Для прогнозирования эпитермального золото-серебряного оруденения первостепенное значение имеет палеовулканогеологический анализ локальных вулcano-тектонических депрессий.

В процессе проведения работ по данному объекту выявлено большое количество частных вопросов стратиграфии, магматизма, метаморфизма,

тектоники и металлогении, требующих своего решения в ближайшее время. Большинство из них отмечено в соответствующих главах отчета.

Можно отметить необходимость специального геохимического изучения рудовмещающих черносланцевых толщ различного возраста и ряда магматических комплексов. Необходимо тщательное полевое изучение геологических взаимоотношений метаморфических комплексов с неметаморфизованным обрамлением и сбор доказательств принадлежности палеозойских образований к субстрату метаморфических комплексов. Целесообразно провести специальные структурные, геохронологические и вещественные исследования главных тектонических зон региона. Сохраняется актуальность литолого-стратиграфического и седиментологического изучения палеозойских толщ. Требуют определенного совершенствования, с учетом всех имеющихся на данное время геологических данных, серийные легенды. При этом цели межрегиональной корреляции не должны входить в противоречие с задачами геологического картирования на конкретных площадях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Carling P. A.* Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // *Sedimentology*, 1996, v. 43. p. 647–664.
2. *Dixon J.* Temporal evolution of water in the montle // *Gophus. Research Abstracts*, 2003, V. 5.
3. *Einaudi M. T., Meinert L. D., Newberry R. I.* Scarn Deposits. Scinner B. I. (ed). – *Economic geology. – 75 Anniversary Vol.*, 1981. p. 317–391.
4. *Eitlinger A. D., Meinert L. D.* Gold in the Soviet Union. A study of the Veselyi Mine, Siniukhinskoe District, Siberia USSR. – *Brit. Colum. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Prof. Paper*, 1990, p. 2–13.
5. *Ivata K., Buslov M. M., Sennikov N. V. et al.* Siliceous microfossils (sponge – spicules and radiolaria) from Vendo Cambrian of the Gorny Altai. – *From Paleoasian Ocean to Paleo-Pacific Ocean*. Sapporo, Hokkaido University Press, 1994, p. 33–35.
6. *Агатов А. Р., Девяткин Е. В., Высоцкий Е. М.* и др. Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // *Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Матлы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН.* – Новосибирск: ИГ СО РАН, 2004. С. 9–11.
7. *Адаменко О. М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
8. *Адаменко О. М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
9. *Амшинский Н. Н., Маричи В., Дергачев В. Б., Долгушина А. А.* и др. Справочник: Петрохимическая характеристика, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983.
10. *Анникова И. Ю.* Главные этапы рудообразования и их связь с магматизмом на Калгутинском редкометалльно-молибден-вольфрамовом месторождении (Горный Алтай) // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири.* – Новосибирск, 2001, с. 202–208.
11. *Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Выставной С. А. и др.* Калгутинский редкометалльно-гранитный массив (Горный Алтай): геодинамическая позиция, глубинная морфология, изотопный возраст // *Петрология магматических и метаморфических комплексов.* Вып. 3. Т. 1. – Томск, 2002, с. 10–15.
12. *Антонов П. С.* Геологическое строение типовых плутонов позднекаледонской гранитовой формации Западного Саяна. Гранитоидные комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука, 1979. С. 75–86.
13. *Антонов П. С., Донов Н. А., Андрушевич Н. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-45-VI. – М.: Недра, 1969. 75 с.

14. *Асташкина В. Ф.* Стратотипический разрез черноануйской свиты пржидолия в Горном Алтае // *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.* — Новосибирск, 1974. С. 58–62.

15. *Асташкина В. Ф., Ратанов А. С.* К геологии девонских отложений бассейна р. Шинок в Горном Алтае // *Актуальные вопросы региональной геологии Сибири* (Тр. СНИИГГиМС, вып. 258). — Новосибирск, 1978. С. 101–107.

16. *Багмет Г. Н.* Новое местонахождение невландиевой проблематики в бассейне рек Йогач и Самыш (Горный Алтай) // *300 лет Горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая.* — Барнаул, 2000. С. 176–177.

17. *Баклаков М. С.* Геологическое строение и месторождения редких металлов западной части Катунских Альп в Центральном Алтае. — Томск, 1938.

18. *Барышников Г. Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). — Томск: ТГУ, 1992. 182 с.

19. *Барышников Г. Я., Малолетко А. М.* Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. I. — Томск: ТГУ, 1997. 163 с.

20. *Бедарев Н. П.* Минерально-сырьевой потенциал железа, цветных металлов и серебра Республики Алтай // *Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития.* — Горно-Алтайск, 1998. С. 39–42.

21. *Белюсов А. Ф., Дубинкина С. Ф., Кузьмина Ю. В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-45-IX. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. 104 с.

22. *Беляев С. Ю.* Динамика осадконакопления и формирование структуры Катунского выступа Горного Алтая // *Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири: Сб. науч. тр.* — Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 7–15.

23. *Бессоненко Э. А.* К вопросу о возрасте кошагачской и туерькской свит Горного Алтая // *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Тез. докл. конф.* — Новосибирск, 1963. С. 10–12.

24. *Блюман Б. А.* Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. — Л.: Недра, 1985. 183 с.

25. *Богачкин Б. М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. — М.: Наука, 1981. 132 с.

26. *Богачкин Б. М., Розенберг Л. И., Цеховский Ю. Г.* Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая // *Бюл. МОИП, отдел геологии*, 1974, т. 49, № 2, с. 5–22.

27. *Борисенко А. С., Лебедев В. И., Толькин В. Г.* Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1984. 172 с.

28. *Борисенко А. С., Оболенский А. А., Бедарев Н. П.* и др. Серебряно-сурьмяная рудная формация. Ч. 1: Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. — Новосибирск: Наука, 1992. 315 с.

29. *Борисенко А. С., Скуридин В. А., Лебедев В. И.* и др. Металлогения рудного района юго-востока Горного Алтая и северо-запада Монголии // *Закономерности размещения полезных ископаемых.* — М.: Наука, 1988. С. 131–139.

30. *Борисов Б. А., Минина Е. А.* Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая // *Геоморфология*, 1979, № 2. С. 69–74.

31. *Борисов Б. А., Минина Е. М.* Корреляция ледниковых и вулканических событий квартера Тувы // *Региональная геология и металлогения.* — СПб.: ВСЕГЕИ, 2002, № 15. С. 37–44.

32. *Борисов Б. А., Чернышова М. Б.* Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины // *Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР.* — Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 57–62.

33. Буслов М. М. Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1987, № 8. С. 18–26.
34. Буслов М. М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мо-заично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского ре-гионов). – Автореф. дис. на соискание уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1998. 44 с.
35. Буслов М. М., Кунгурцев Л. В. Складчатые покровно-чешуйчатые структуры Ку-райского хребта Горного Алтая. Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири: Сб. науч. тр. – Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 15–22.
36. Буслов М. М., Сенников Н. В., Ивата К., Зыбин В. А., Обут О. Т., Гусев Н. И., Шокальский С. П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевритовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Гор-ного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 6. С. 789–798.
37. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: ТГУ, 1993. 253 с.
38. Валиева Ф. Л., Гутак Я. М. Микрофоссилии метаморфических комплексов Гор-ного Алтая // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. – М., 1999. С. 44–45.
39. Валиева Ф. Л., Кузнецова В. Г. Микрофоссилии баратальской свиты докемб-рия юго-восточной части Горного Алтая // Проблемы геологии Сибири. Тез. докл. науч. чтений, посвященных 100-летию со дня рождения проф. В. А. Хайлова. 30 марта–1 ап-реля 1994 г. Т. 1. – Томск, 1994. С. 59.
40. Вальд А. Статистические решающие функции. Позиционные игры. – М.: На-ука, 1967. С. 300–522.
41. Васютина Л. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Алтайская се-рия. Лист М-45-Х. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 124.
42. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скар-ново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972. С. 178.
43. Вишневский А. А., Девяткин Е. В., Беленко Л. Н., Лаврович Н. Н. Объяснитель-ная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (лист М-45-ХVIII). – М.: Недра, 1965. 90 с.
44. Владимиров А. Г. Главные факторы, контролирующие магматизм в коллизион-ных геодинамических обстановках // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3: в 2 томах. Материалы Всероссийской научной конференции. – Томск: ТГУ, 2002. Т. I. С. 177–181.
45. Владимиров А. Г., Гибшер А. С., Есин С. В. и др. Петролого-геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области: Отчет по проекту. – Новокузнецк, 1994. 695 с.
46. Владимиров А. Г., Козлов М. С., Шокальский С. П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы // Геология и гео-физика, 2001, т. 42, № 8. С. 1157–1178.
47. Владимиров А. Г., Пономарева А. П., Шокальский С. П. и др. Позднепалеозойс-кий–раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4. С. 715–729.
48. Владимиров А. Г., Шокальский С. П., Пономарева А. П. и др. О рифтогенно-сдви-говой природе палеозойских–раннемезозойских гранитоидов Алтая // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 1. С. 83–86.
49. Владимирская Е. В., Владимирский Г. М., Кривобородова А. В. Средне-верхнеор-довикские отложения верховьев р. Ак-Суг в юго-западной части Западного Саяна. – Зап. Ленингр. горн. ин-т, 1967, т. 53, вып. 2. С. 25–28.
50. Врублевский В. В. Изотопно-геохимическая специфика и эволюция источни-ков вещества карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей // Петрология

- магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4: Материалы Всероссийской петрографической конференции. — Томск: ЦНТИ, 2004. С. 21–34.
51. *Высоцкий Е. М., Новиков И. С., Агатова А. Р., Гибшер А. С.* Плейстосейсовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения // Докл. АН, 2004, т. 395, № 4. С. 499–502.
52. *Выставной С. А., Титов А. В., Анникова И. Ю.* Геохимия и петрогенезис ультра-редкометалльных кислых даек Калгутинского массива (Горный Алтай, Россия) // Актуальные вопросы геологии и минерагении Юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 213–222.
53. *Гайзер М. И.* Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. — М.: Наука, 1967.
54. *Геодаков А. Р., Овсюченко А. Н., Платонова С. Г., Рогожин Е. А.* Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Вестник отделения наук о Земле РАН, 2003, № 1 (21). С. 1–21.
55. Геокриология СССР. Горные страны Юга СССР. — М.: Недра, 1989. 360 с.
56. Геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1 : 500 000. (Сост.: Зиновьев В. И., Пешкова А. В., Коновалов В. И. и др.). — Новокузнецк: ФГУ КузТФГИ, 1973.
57. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Объяснительная записка. Лист М-(44), 45 — Усть-Каменогорск. — Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 145 с.
58. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. — М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
59. *Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Асташкин В. А. и др.* Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Красноярск, 1969. 217 с.
60. *Говердовский В. А.* Геологическая позиция и формационные типы вольфрамового оруденения Горного Алтая и сопредельных территорий Тывы и Монголии // Природные ресурсы Горного Алтая. — Горно-Алтайск, 1997. С. 86–109.
61. *Говердовский В. А.* О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика, 1987, № 5. С. 116–118.
62. *Говердовский В. А., Неминуцкий Ю. А., Винокурова Г. А., Банников А. И.* Ювелирный кордиерит Горного Алтая // 300 лет Горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. — Барнаул, 2000. С. 315–357.
63. *Гольдин С. В., Селезнев В. С., Еманов А. Ф.* и др. // Докл. АН, 2004, т. 395, № 4. С. 534–536.
64. Горный Алтай / Под ред. В. С. Ревякина. — Томск. 1971.
65. *Гостева Т. С., Васютина Л. Г., Колесников В. И.* и др. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка к листу М-45-ХII. — М.: Недра, 1962. 80 с.
66. *Гросвальд М. Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенения, вулканизм, неотектоника). — М.: Наука, 1965. 166 с.
67. *Гусев А. И.* Геология и золото-медно-скарновое оруденение Синюхинского рудного поля в Горном Алтае // Руды и металлы, 1998, № 2, с. 79–89.
68. *Гусев А. И.* Перспективы Горного Алтая на волластонитовое сырье // Разведка и охрана недр, 1997, № 4. С. 12–15.
69. *Гусев А. И.* Перспективы Северо-Восточной части Горного Алтая на марганцевое оруденение // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. — Горно-Алтайск, 2004, № 2. С. 16–18.
70. *Гусев А. И.* Типоморфизм и типохимизм самородного золота Синюхинского рудного поля // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. — Горно-Алтайск, 2004, № 2. С. 19–22.
71. *Гусев Н. И.* Горный Алтай // Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. — СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 141.

72. Гусев Н. И. О возрасте саратанской свиты // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. — Барнаул, 1982. С. 12–14.
73. Гусев Н. И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон южной Сибири. — Новосибирск, 1991. С. 32–54.
74. Гусев Н. И., Бедарев Н. П. Петрология и металлогения нижнедевонского вулканизма Курайской зоны Горного Алтая // Палеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. — Новосибирск, 1991. С. 138–147.
75. Гусев Н. И., Гутак Я. М., Ляхницкий В. Н., Савицкий В. Р. Ювелирные камни Горного Алтая // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития (материалы регионального совещания). — Горно-Алтайск, 1998. С. 51–52.
76. Гусев Н. И., Киселев Е. А., Стратиграфическая последовательность докембрийских отложений юго-восточной части Горного Алтая // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. — Новосибирск, 1988. С. 125–134.
77. Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. — Томск, 2003. 308 с.
78. Гутак Я. М. Возраст талдыдюргунской свиты в Юго-Восточном Горном Алтае // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Ч. 1. — Барнаул, 1988. С. 42.
79. Гутак Я. М. Геологическое строение Улаганской впадины и ее обрамление // Автореферат дис. на соискание уч. степ. к. г.-м. н. — Львов, 1988. 16 с.
80. Гутак Я. М. Нижнедевонские вулканогенные образования бассейна р. Бугузун // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. — Новокузнецк, 1995. С. 72–74.
81. Гутак Я. М. Новые данные по стратиграфии девона Калгутинского железного месторождения (Горный Алтай) // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае. — Барнаул, 1991. С. 17–19.
82. Гутак Я. М., Антонова В. А. и др. Развитие жизни на Земле. Алтайские свидетели (Материалы полевой экскурсии Российско-Югославской палеонтологической экспедиции в Юго-Восточный Горный Алтай, г. Новокузнецк, 2002 г.). — Новокузнецк, 2002. 57 с.
83. Гутак Я. М., Антонова В. А., Валиева Ф. Л., Федак С. И. Новые данные о геологическом строении междуречья Башкауса и Чулышмана в бассейнах рек Артлаш и Курмурлу (Горный Алтай) // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 47–49.
84. Гутак Я. М., Багмет Г. Н., Дулич И. Предварительное сообщение о находке спикул губок в известняках баратальской серии Юго-Восточного Горного Алтая // Бюллетень Природных ресурсов Горного Алтая, 2005, № 1. С. 67–69.
85. Гутак Я. М., Батяева С. К. Каменноугольные отложения Курайской ртутно-рудной зоны // Новые данные по геологии, строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае. — Барнаул, 1991. С. 20–21.
86. Гутак Я. М., Батяева С. К., Ляхницкий В. Н., Федак С. И. Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 49–56.
87. Гутак Я. М., Ляхницкий В. Н., Родыгин С. А., Федак С. И. Конодонты в разрезах среднего и верхнего девона юго-восточной части Горного Алтая // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Мат-лы междунар. научно-техн. конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». — Томск, 2001. С. 44–49.
88. Гутак Я. М., Гусев Н. И., Сергеев В. П. Материалы к стратиграфии Онгудайского грабена (Горный Алтай) // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. — Новокузнецк, 1995. С. 68–71.
89. Гутак Я. М., Дерягина Л. И., Ляхницкий В. Н., Федак С. И. Континентальные нижнекаменноугольные отложения юго-востока Горного Алтая // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Мат-лы Междунар. научно-техн.

- конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». — Томск, 2001. С. 41–44.
90. *Гутак Я. М., Крупчатников В. И., Федак С. И.* Постдевонский вулканизм Горного Алтая // Формационный анализ в геологических исследованиях: Мат-лы научно-практической конференции. — Томск, 2002. С. 45–47
91. *Данилов В. В., Гусев А. И.* Флюоритовое оруденение северной части Горного Алтая // Вестник Томского гос. ун-та. Приложение № 3 (III). Материалы научных конференций, симпозиумов, школ, проводимых в ТГУ. — Томск, 2003. С. 231–233.
92. Девонские отложения северной части Сибирячихинского синклинория (Горный Алтай) // Н. В. Миронова, С. А. Степанов, С. К. Черепнина, А. М. Ярошинская // Материалы по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, 1974, вып. 173. С. 90–99.
93. *Девяткин Е. В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1965. 244 с.
94. *Дергунов А. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-ХVII. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. 72 с.
95. *Дергунов А. Б.* Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — М.: Наука, 1967. 214 с.
96. *Дергунов А. Б., Шульгина В. С., Вайтроб Н. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-V. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1965. С. 80.
97. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур: Методическое пособие. — СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 141–145.
98. *Дмитриева В. К., Волокович К. Л., Савосина А. К., Шмидт Г. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XXII, XXVIII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1965. 106 с.
99. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981. 236 с.
100. *Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. М., Куренков С. Ф.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 12. С. 3–14.
101. *Довгаль В. Н.* Высокоглиноземистые позднепалеозойско-мезозойские граниты Алтая и их редкометалльная специализация // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6. С. 825–834.
102. *Довгаль В. Н., Трибунский Е. Н., Саботович С. А.* и др. Геологические и вещественные особенности редкометалльных литий-фтористых гранитоидов Алтая // Геология и геофизика, 1997, № 11. С. 1807–1811.
103. *Долгушин С. С.* Рудные порфиры района Холзунского железорудного месторождения как продукты кристаллизации рудной магмы // Рудоносность вулcano-плутонических комплексов Сибири. — Новосибирск: Наука, 1979. С. 36–41.
104. *Долгушина А. А., Марич И. В.* Петрохимические особенности Тархатинского массива (Горный Алтай) // Магматические формации складчатых регионов. — Элиста, 1975.
105. *Елкин Е. А.* Трилобиты (дехенеллиды) и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. — М.: Наука, 1968. 156 с.
106. *Елкин Е. А., Желтоногова В. А.* Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая. — Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.
107. *Елкин Е. А., Сенников Н. В., Буслов М. М. и др.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, № 7–8.
108. *Ерофеев В. С.* О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая // Тр. Ин-та геол. наук АН Казахской ССР, 1970, т. 29. С. 21–23.
109. *Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н.* Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Известия АН Казахской ССР, серия геол., 1969, № 5. С. 59–66.
110. *Есин С. В., Гибшер А. С., Петрова Т. В., Изох А. Э.* Геодинамическая позиция кембрийского вулканизма Чеповской зоны Горного Алтая: Фации задугового палеобассейна // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. — Новокузнецк, 1995. С. 159–161.

111. *Ефимцев Н. А.* Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. 164 с.
112. *Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений, 1967, № 5. С. 75–89.
113. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. — СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
114. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. — СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
115. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Палеогеодинамика. — М.: Наука, 1992. 190 с.
116. *Зыбин В. А., Куртигешев В. С.* К стратиграфии докембрия и нижнего кембрия севера Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. — Новокузнецк, 1995. С. 50–52.
117. *Зыкин В. С., Казанский А. Ю.* Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10. С. 75–90.
118. *Зятькова Л. К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. — Новосибирск: Наука, 1977.
119. *Ивановский А. Б., Кульков Н. П.* Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. — М.: Наука, 1974. 122 с.
120. *Ивата К., Сенников Н. В., Буслов М. М.* и др. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурынской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 9. С. 1427–1444.
121. *Изох А. Э.* Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). Автореф. дис. на соискание уч. степени д.г.м.н. — Новосибирск, 1999.
122. *Исаев Г. Д.* Характеристика ориктоценозов разнофациальных отложений нижнего девона Горного Алтая и Салаира // Геология и геофизика, 1983, № 8. С. 12–21.
123. *Калугин А. С.* Разработка геологических критериев поисков и оценки месторождений богатых и легкообогащаемых железных руд в районах Алтае-Саянской области. — Новосибирск, 1970.
124. *Каргополов С. А., Маликова О. Ю., Владимиров А. Г.* и др. Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. — Новокузнецк, 1995. С. 228–230.
125. Карта сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97) масштаба 1 : 8 000 000 / Гл. ред. В. Н. Страхов, В. И. Уломов. — НПП Текарт, 2000.
126. *Кац В. Е.* О возрасте угленосных отложений Пыжинского грабена // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. — Бийск, 1985. С. 36–37.
127. *Кепежинская К. Б., Мельгунов С. В.* Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1971, № 2. С. 122–128.
128. *Киселев Е. А.* Эволюция разрывных структур юго-восточной части Горного Алтая // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. — Новосибирск, 1989. С. 4–15.
129. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. — М.: Недра, 1978. 287 с.
130. *Колесников В. И., Максимова Г. А., Перфильева Л. П.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (лист М-45-XI). — М.: Госгеолтехиздат, 1963. 96 с.
131. *Комар В. А., Пожариская Г. Ф.* К вопросу о возрасте барагашской свиты на Горном Алтае // Геология и разведка, 1965, № 6. С. 21–30.

132. Кононов А. Н., Кононова Т. М., Некрасова Л. И., Пасечный Г. В. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (лист М-45-VIII). — М.: Госгеолтехиздат, 1962. 90 с.
133. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–546.
134. Котельников А. Д., Дербан А. Г., Зальцман В. Д. К вопросу о стратиграфии нижнего палеозоя Аксугской зоны Западного Саяна // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. — Томск: ТГУ, 1994. С. 197–201.
135. Кофф Г. Л., Гусев А. А., Козьменко С. Н. Оценка последствий чрезвычайных ситуаций. — М.: МГУ, 2000.
136. Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. — М.: Наука, 1966. 248 с.
137. Краснов В. И., Степанов С. А. Шипунихинский риф раннего девона в Горном Алтае // Геология и геофизика, 1983, № 8. С. 21–28.
138. Кривцов А. И., Беневольский Б. И. и др. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов: Методическое руководство. Вып. «Золото». — М.: ЦНИГРИ, 2002. 114 с.
139. Кривчиков А. В. Вопросы коренной и россыпной золотоносности Республики Алтай // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития (материалы регионального совещания). — Горно-Алтайск, 1998. С. 21–26.
140. Кривчиков В. А., Селин П. Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-I (Солонешное). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 183 с.
141. Крук Н. Н., Титов А. В., Пономарева А. П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 8. С. 1072–1084.
142. Крук Н. Н., Владимиров А. Г., Руднев С. Н. и др. Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 8. С. 688–703.
143. Крук Н. Н., Руднев С. Н., Журавлев Д. З. и др. Этапы формирования и источники континентальной коры западной части Алтае-Саянской складчатой области (по данным изотопно-геохимических исследований). Материалы научно-практической конференции: Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 222–230.
144. Кужельный Н. М., Лизалек Н. А. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания Северного Алтая и их золотоносность // 300 лет Горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая (материалы региональной научно-практической конференции). — Барнаул, 2000, с. 339–344.
145. Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Староверов Л. Д. Ртуть // Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1982. С. 294–315.
146. Кульков Н. П. Биостратиграфическое сопоставление силурийских отложений Горного Алтая и Салаира // Геология и геофизика, 1970, № 6. С. 72–80.
147. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
148. Лебедев В. И. Рудномагматические системы арсенидно-кобальтовых месторождений. — Новосибирск, 1998. 136 с.
149. Левицкий Е. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Алтайская серия. Лист М-45-XIII. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтегиздат, 1958.
150. Левицкий Е. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Алтайская серия. Лист М-45-XIV (Усть-Кокса). Объяснительная записка. — М.: Госгеолтегиздат, 1960. 89 с.

151. *Лискун И. Г.* Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. — М.: Наука, 1975. 171 с.
152. *Лузгин Б. Н.* Геологическое строение и генезис Синюхинского золоторудного скарнового поля в Горном Алтае / Автореф. на соискание уч. степени канд. г.-м. н. — Томск, 1970. 22 с.
153. *Лузгин Б. Н.* Железорудные месторождения Алтайского края. Холзуно-Коксинская группа // Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1982. С. 146–156.
154. *Лузгин Б. Н.* Металлогения основных рудных районов Алтая. Барнаул. Ч. 1, 2. — 1997. 417 с.
155. *Лузгин Б. Н.* Скарнообразование и калиевый метасоматоз в Синюхинском рудном поле (Горный Алтай) // Известия АН СССР, сер. геол., 1987, № 3. С. 24–35.
156. *Лузгин Б. Н.* Типы разломных структур Синюхинского рудного поля // Геология рудных месторождений, 1995, № 2. С. 135–143.
157. *Лузгин Б. Н., Русанов Г. Г.* Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 4. С. 23–29.
158. *Лузгин Б. Н., Шепеленко Л. И.* Взаимоотношения ртутной и мышьяковой минерализации в Сарасинской рудной зоне (Горный Алтай) // Советская геология, 1975, № 3, с. 124–129.
159. *Малолетко А. М.* О происхождении Майминского вала (Алтай) // Вопросы географии Сибири. Вып. 13. — Томск: ТГУ, 1980. С. 92–98.
160. *Махлаев М. Л., Перфилова О. Ю.* Позднекаледонская гранитная серия юго-западной части Западного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Материалы научной конференции. — Томск: ЦНТИ, 2001. С. 160–165.
161. *Махлаев М. Л., Перфилова О. Ю.* Шапшальский массив как эталон позднекаледонской гранитовой формации Западного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы научной конференции, посвященной 300-летию Горно-Геологической службы России. — Томск, 2000. С. 76–78.
162. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Вып. I–XIII. — М., 1986.
163. *Митропольский А. С., Кулик И. А., Мельгунов С. В.* О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии // Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1967, вып. 5. С. 252–267.
164. *Михайлова И. В., Хазин Л. Б., Агатова А. Р.* Исследование возможностей палинологического и микрофаунистического методов в расчленении ледниковых и водно-ледниковых отложений горных стран (на примере Алтая) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Мат-лы XXVIII пленума Геоморфологической комиссии РАН. — Новосибирск, 2004. С. 188–190.
165. *Михалева Л. А.* Геолого-петрографические и металлогенические особенности раннекаледонского и позднегерцинского гранитоидных комплексов Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1968. С. 245–258.
166. *Могучева Н. К., Батяева С. К.* Новые данные о триасовых отложениях Горного Алтая // Борейальный триас. — М.: Наука, 1987. С. 96–99.
167. *Мурзин О. В., Горшечников В. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-Х. — СПб., 2001. 219 с.
168. *Мурзин О. В., Чекалин В. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI. — СПб., 2001. 174 с.
169. *Науменко А. И.* Особенности строения ордовикских отложений западной части Западного Саяна (бассейн р. Большого Абакана) // Стратиграфия, литология и вопро-

- сы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области // Тр. СНИИГГиМС. Красноярское отделение. Вып. 60. — Красноярск, 1968. С. 81—91.
170. *Нехорошев В. П.* Тектоника Алтая. — М.: Недра, 1966. 306 с.
171. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.
172. *Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. — М.: ЦНИГРИ, 1999. 177 с.
173. *Новоселов К. Л.* Корреляция гранитоидов Турочакского плутона и «турочакских тел» Синюхинского золоторудного поля на основе аксессуарных металлидов и интерметаллидов // 300 лет Горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. (Мат-лы региональной научно-практической конференции). — Барнаул, 2000. С. 321—327.
174. *Оболенская Р. В.* Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Препринт ИГиГ СО АН СССР, № 2, 1983. 48 с.
175. *Оболенская Р. В.* Петрология слюдяных лампрофиров Чуйского комплекса и их роль в эндогенной металлогении Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1968. С. 306—340.
176. *Оболенская Р. В.* Чуйский комплекс щелочных базальтов Горного Алтая. — Новосибирск: Наука, 1971. 141 с.
177. *Оболенский А. А.* Генезис месторождений ртутной рудной формации. — Новосибирск: Наука, 1985. 193 с.
178. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Критерии связи эпипермального оруденения с магматизмом. Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. — Новосибирск: Наука, 1982. С. 96—107.
179. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры / Н. Л. Добрецов, Н. А. Берзин, М. М. Буслов и др. // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10. С. 5—19.
180. *Окишев П. А., Бородавко П. С.* Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. Вып. 24. — Томск, 2001. С. 18—27.
181. *Павлов А. Л.* Проблемы формирования скарнов при воздействии на них восстановленных флюидов // Скарны и руды. — Новосибирск, 1983. С. 89—95.
182. *Павлова Л. К.* Геолого-геохимические особенности золото-скарновых месторождений. Кузнецкого Алатау и Горного Алтая // Автореф. дис. на соискание уч. степени к. г.-м.н. — Новосибирск, 1993. 48 с.
183. *Парначев С. В.* Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). — Томск, 1999. 137 с.
184. *Перфилова О. Ю., Махлаев М. Л.* Типовые объекты раннепалеозойского островодужного магматизма в северной части Западного Саяна // Вестник ТГУ. Проблемы геологии и географии Сибири, № 3 (I). — Томск, 2003. С. 130—132.
185. *Перфилова О. Ю., Федотов А. Н., Сидорас С. Д.* Ордовикские образования в структурах обрамления Южно-Минусинской впадины // Вестник ТГУ. Проблемы геологии и географии Сибири, № 3 (I). — Томск, 2003. С. 133—135.
186. *Перфильев Е. Е., Гусев Н. И., Гутак Я. М.* Возраст олистостромы в Ануйско-Чуйском прогибе (Горный Алтай) // Геодинамика Южной Сибири. — Томск, 1994. С. 58—59.
187. *Перфильев Ю. С., Молчановский В. Г., Кунаев М. В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (лист N-45-XX). — М.: Госгеолтехиздат, 1963. 95 с.
188. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. — М., 1995. 217 с.
189. *Петрунина З. Е., Сенников Н. В., Ермиков В. Д.* и др. Стратиграфия нижнего ордовика Горного Алтая // Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. — М.: Наука, 1984. С. 3—33.

190. *Плотников А. В., Титов А. В., Крук Н. Н. и др.* Среднепалеозойский возраст метаморфизма в южночуйском комплексе Горного Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42. С. 1333–1347.
191. *Плотников А. В., Бибикова Е. В., Титов А. В. и др.* О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа южночуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия, 2002, № 5. С. 579–589.
192. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР / Под ред. И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. — М.: Недра, 1974. 444 с.
193. *Попов В. Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. — Л.: Недра, 1967. 150 с.
194. *Попова С. М.* Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. — М.: Наука, 1981. 188 с.
195. *Поцелуев А. А., Котегов В. И.* Благородные металлы в Калгутинском редкометалльном месторождении (Горный Алтай). Мат-лы Всерос. симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». — М., 2002. С. 206–210.
196. Предварительный отчет по минералогическому изучению шлиховых проб, содержащих благородные металлы (Алтайский край). — М., 1998. 25 с.
197. Промышленные типы урановых месторождений и методика их поисков / Ред. Ю. М. Шувалов. — Л.: Недра, 1984. 235 с.
198. *Пузырев А. А., Ермиков В. Д., Сенников Н. В.* О взаимоотношении нижнего и среднего девона на севере Горного Алтая // Геология и геофизика, 1978, № 8. С. 24–31.
199. Разрез новейших отложений Алтая / Под ред. К. К. Маркова. — М.: МГУ, 1978. 208 с.
200. *Репина Л. Н., Романенко Е. И.* Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Горного Алтая // Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 382. — М.: Наука, 1978. 304 с.
201. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири 1979 г. Ч. II. Средний и верхний палеозой. — Новосибирск, 1982.
202. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири 1979 г. Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. — Новосибирск, 1983.
203. *Рихванов Л. П.* Радиогеохимическая типизация интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области: металлогенические аспекты // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. 2. Материалы Всероссийской научной конференции. — Томск: ТГУ, 2002. С. 122–129.
204. *Рогожин Е. А., Платонова С. Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. — М., 2000. 130 с.
205. *Родыгин А. И.* Динамометаморфические горные породы. — Томск: ТГУ, 2001. 356 с.
206. *Родыгин А. И.* Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). — Томск: ТГУ, 1979. 200 с.
207. *Родыгин А. И.* Докембрий Горного Алтая (курайский метоморфический комплекс). — Томск: ТГУ, 1968. 328 с.
208. *Родыгин А. И.* О стратиграфии девонских красноцветных отложений Сайлюгемского хребта // Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 63. — Томск: ТГУ, 1962. С. 103–115.
209. *Розен А. Ф.* Золото р. Калычак // Золото Алтая — история и современность. — Барнаул, 1995. С. 135–139.
210. *Розенберг Л. И.* К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая // Бюл. МОИП, отдел геологии, 1973, т. 48, № 2. С. 45–60.
211. *Розенберг Л. И.* Стратиграфия кайнозойских отложений Тархатинской котловины Горного Алтая // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. — Барнаул, 1972. С. 83–93.

212. Романенко Е. В. Кембрийская система // Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая. — Новосибирск, 1976. С. 12–28.
213. Рослякова Н. В., Щербаков Ю. Г. Состав золота в скарнах Синохинского рудного поля, Алтай // Геохимия, 1999, № 1. С. 25–33.
214. Руднев С. Н., Крук Н. Н., Гусев А. И., Шокальский С. П. и др. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 231–240.
215. Рудой А. Н. Гигантская рябь течения — доказательство катастрофических прорывов гляциальных озер Горного Алтая // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. — Бийск, 1984. С. 60–64.
216. Рудой А. Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Горном Алтае // Известия ВГО, 1988, т. 120, № 4. С. 344–348.
217. Рудой А. Н. Отложения талых вод горных ледников: некоторые вопросы классификации и картирования // Вопросы географии Сибири. Вып. 17. — Томск: ТГУ, 1987. С. 13–20.
218. Русанов Г. Г. Буроцветные отложения позднего кайнозоя бассейна р. Песчаной // День Земли — научные и педагогические проблемы. Тез. докл. I Межвуз. науч.-практ. конференции. Ч. I. — Бийск, НИЦ БиГПИ, 1995. С. 111–113.
219. Русанов Г. Г. Литолого-минералогические особенности аллювиальных отложений первой и второй надпойменных террас в долинах Северного Алтая // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тез. докл. Всерос. науч.-практ. геол. конференции. Т.1. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 216–217.
220. Русанов Г. Г. Литолого-минералогические, геохимические, палеонтологические особенности озерных отложений бассейна р. Акайры и их отличия от туерькской свиты неогена // Бюл. Природные ресурсы Горного Алтая. 2004, № 2. С. 46–48.
221. Русанов Г. Г. Некоторые новые данные о возрасте туерькской и кызылгирской свит Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Кемерово—Новокузнецк, 1999. С. 89–91.
222. Русанов Г. Г. О вещественном составе, строении и распространении кызылгирской свиты неогена в Курайской котловине Горного Алтая // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. I. — Томск, 2000. С. 48–49.
223. Русанов Г. Г. О перестройках гидросети бассейна р. Песчаной в Горном Алтае // Вопросы географии Сибири. Вып. 24. — Томск, 2001. С. 28–34.
224. Русанов Г. Г. Об использовании бурых углей Чуйской котловины в сельском хозяйстве // Горы и человек: в поисках путей устойчивого развития. Тез. докл. Всерос. науч.-практ. конференции. — Барнаул, 1996. С. 310–311.
225. Русанов Г. Г. Обвальное-подпрудное озеро в долине р. Чуи в конце позднего плейстоцена—начале голоцена (Горный Алтай) // Вопросы географии Сибири. Вып. 22. — Томск: ТГУ, 1997. С. 18–25.
226. Русанов Г. Г. Подпрудные озера и палеогеографические условия начала деградации последнего оледенения в долине р. Казанда // Проблемы географии и палеогеографии. Известия Алтайского отдела РГО. Вып. 20. — Бийск, 2001. С. 25–33.
227. Русинова О. В., Русинов В. Л. Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Зап. Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 1. С. 75–96.
228. Савицкий В. Р. Ордовикские отложения юга Ануйско-Чуйского прогиба (юго-восток Горного Алтая) // Эволюция жизни на Земле. — Томск, 2001. С. 220–221.
229. Светлова Н. А. Месторождение Талдудюргун — энергетическая база юга Республики Алтай // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития. Мат-лы регионального совещания. — Горно-Алтайск, 1998. С. 57–60.
230. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. — М.: Наука, 1980. 307 с.

231. *Селин П. Ф.* Геология Южно-Калгутинского флюорит-вольфрамового месторождения (Горный Алтай) // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития (материалы регионального совещания). — Горно-Алтайск, 1998, с. 44–47.

232. *Селин П. Ф., Говердовский В. А.* Угольные месторождения Республики Алтай // Итоги и перспективы геологического изучения Горного Алтая. Мат-лы науч.-практ. конференции. — Горно-Алтайск, 2000. С. 37–52.

233. *Селин П. Ф., Гусев А. И.* Золото-ртутный тип оруденения Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая, 2004, № 2, с. 53–56.

234. *Семенов Г. Б.* Новая геолого-геофизическая модель Калгутинского месторождения (Горный Алтай) // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития. — Горно-Алтайск, 1998, с. 42–43.

235. *Сенников В. М.* История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике // Тр. СНИИГГиМС, вып. 201. — Барнаул, 1977. 136 с.

236. *Сенников В. М., Колпакова Р. Ф., Оносовская А. А.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (лист М-45-IV). — М.: Госгеолтехиздат, 1960. 85 с.

237. *Сенников В. М., Колпакова Р. Ф., Студеникин В. П., Оносовская А. А.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Алтайская серия. Лист М-45-III. Объяснительная записка. — М.: Госгеолиздат, 1960. 56 с.

238. *Сенников Н. В.* Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. — М.: Наука, 1976. 274 с.

239. *Сенников Н. В., Елкин Е. А., Изох Н. Г., Клец А. Г.* Ордовикский молассовый комплекс юго-западной части Западного Саяна (манчурекская свита) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 1. С. 33–47.

240. *Сенников Н. В., Обут О. Т., Хлебникова Т. В. и др.* Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурьинской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета) // Актуальные вопросы геологии и минеральной геологии юга Сибири. — Новосибирск, 2001. С. 145–151.

241. *Сибгатулин В. Г., Симонов К. В., Перетокин С. А.* Оценка сейсмической опасности юга Центральной Сибири. — Красноярск: КНИИГГиМС, 2004. 196 с.

242. *Симонов В. А., Добрецов М. Л., Буслов М. М.* Бонинитовые серии в структурах палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7–8. С. 182–199.

243. *Симонов В. А., Кузнецов П. П.* Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // ДАН СССР, 1991, т. 316, № 2. С. 448–451.

244. *Симонов В. А., Николенко Е. И., Ступаков С. И.* Магматизм и палеогеодинамика офиолитов Горного Алтая // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып.3: Мат-лы Всерос. науч. конференции. Т. I. — Томск: ТГУ, 2000. С. 215–218.

245. *Синяков В. И.* Модели скарново-рудных систем // Геология и геофизика, 1989, № 6. С. 88–95.

246. *Скуридин В. А.* Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1968. С. 197–230.

247. *Слободский Р. М.* Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов // Геология и геофизика, 1979, № 5. С. 22–31.

248. *Смирнов Н. В., Писаренко В. М., Никифоров Ю. В.* Геофизические исследования на ртуть в северной части Горного Алтая. Отчет Сарасинской и Веселовской партий за 1970–1971 гг. Т. 1–2. ТФ «Южсибгеолком», 1972.

249. *Смирнова Л. В.* Структурно-кинематическая и метаморфическая эволюция Телецко-Башкауской зоны сдвига в Телецком регионе (Горный Алтай) / Автореф. дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. — Новосибирск, 2002. 21 с.

250. Солодов Н. А., Цыганов А. Е., Генералов Г. В. и др. Прогнозно-поисковые комплексы для главных геолого-промышленных типов месторождений редких металлов. — М.: ИМГРЭ, 1989. 108 с.
251. Справочник по опасным природным явлениям в республиках и областях Российской Федерации. — СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 583 с.
252. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. — Л.: Недра, 1975. 622 с.
253. Стратиграфический словарь СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 778.
254. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). — М.: Недра, 1984. 556 с.
255. Сурков В. С., Коробейников В. П., Абрамов А. В. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Недра, 1988. 195 с.
256. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Д.Ф. Уманцев и др. — М.: Недра, 1973. 144 с.
257. Терлеев А. А., Карлова Г. А. Проблемы возраста региональных горизонтов неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. — Томск, 1998. С. 310—312.
258. Тетерина И. И. Фауна остракод из отложений туерьской свиты Горного Алтая // Эволюция жизни на Земле. — Томск, 2001. С. 528—529.
259. Туркин Ю. А. Некоторые вопросы дислокационного метаморфизма западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. — Новокузнецк, 1995. С. 241—244.
260. Туркин Ю. А. Основные особенности и закономерности магматизма территории Горного Алтая и смежных регионов // Природные ресурсы Горного Алтая, 2005, № 1. С. 48—55.
261. Туркин Ю. А. Сопряженные метасоматические системы Горного Алтая // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Мат-лы региональной научно-практич. конференции 14—15 апреля 2000 г. — Барнаул, 2000. С. 169—176.
262. Туркин Ю. А. Структурно-тектоническое положение и рудоносность кварц-полевошпатовых метасоматитов Горного Алтая // День Земли — научные и педагогические проблемы: тез. докл. I межвуз. научн.-практич. конференции. Ч. I. — Бийск, 1995. С. 122—126.
263. Туркин Ю. А. Структурные парагенезисы складчатых толщ северо-восточной части Горного Алтая // Минерально-сырьевая база Республики Алтай: состояние и перспективы развития. Мат-лы регионального совещания. — Горно-Алтайск, 1998. С. 102—103.
264. Туркин Ю. А., Гусев А. И., Федак С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 194 с.
265. Туркин Ю. А., Федак С. И. Базитовые силлы Горного Алтая // Вестник ТГУ, № 3 (I), апрель 2003 г. Мат-лы науч. конференции «Проблемы геологии и географии Сибири». — Томск, 2003. С. 167—169.
266. Уваров А. Н., Кузнецов С. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 171 с.
267. Удодов В. Г., Кашинова В. В. Био- и фитостратиграфия уйменско-лебедского девона // Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая. — Новосибирск, 1976. С. 57—92.
268. Удодов В. П. О «Тайтыпских» отложениях Уйменско-Лебедской структурно-формационной зоны // Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. — Новосибирск, 1974. С. 44—76.
269. Удодов В. П., Абушин А. Ф., Верхозина М. Ф. и др. Стратиграфия среднедевонских терригенно-карбонатных отложений бассейна верхнего течения р. Чарыш // Природа и экономика Кузбасса. — Новокузнецк, 1983. С. 116—119.

270. *Ульянов В. А.* Феномен плейстоценовой аккумуляции в речных долинах северо-запада Горного Алтая // Геоморфология гор и предгорий. Мат-лы Всерос. школы-семинара. — Барнаул, 2002. С. 298–302.

271. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

272. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.

273. *Федак С. И., Русанов Г. Г.* О строении и возрасте аллювиально-озерных отложений в долине р. Тулой // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. 1. — Томск, 2000, С. 49–51.

274. *Феофилова А. П., Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П.* О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае // Литология и полезные ископаемые, 1981, № 1. С. 18–35.

275. *Халфин Л. Л.* Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая. — Томск, 1948. 267 с.

276. *Хомичев В. Л., Единцев Е. С., Кужельная Е. В.* Эталон хемчикского габбро-монциодорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 244 с.

277. *Хомичев В. Л., Качевский Л. К., Смагин А. Н.* Каталог конгломератов с галькой магматических пород Саяно-Енисейской провинции. — Новосибирск: Наука, 2002. 152 с.

278. *Чернов Г. А., Вдовин В. В. и др.* Рельеф Алтае-Саянской горной области. — Новосибирск: Наука, 1988. 206 с.

279. *Черняева Е. И., Черняев Е. В., Коноваленко С. И.* Особенности герцинского коллизийного магматизма Центрально-Азиатского пояса // Проблемы геодинамики и минерализации Южной Сибири. — Томск: ТГУ, 2000. С. 70–81.

280. *Чистяков К. В., Селиверстов Ю. П., Михайлов Н. Н.* и др. Находка ископаемых листовничников в моренных отложениях Юго-Западной Тувы // 300 лет Горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Мат-лы регион. науч.-практич. конф. — Барнаул, 2000. С. 221–226.

281. *Шейнкман В. С.* К проблеме древнего оледенения в горах Сибири // Гляциология Сибири. Вып. 4 (19). — Томск: ТГУ, 1993. С. 57–69.

282. *Шеко А. И., Круподеров В. С.* Оценка опасности и риска экзогенных геологических процессов // Геоэкология, 1994, № 1. С. 11–20.

283. *Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г.* и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск, 2000. 187 с.

284. *Шукина Е. Н.* Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа // Кора выветривания. Вып. 2. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 259–271.

285. *Яковлев Б. А., Деяткин Е. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIV. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. 75 с.

Фондовая

286. *Арапов Ю. А.* Геолого-картографический очерк верховьев р. Коксы (северные склоны Холзунского хребта). СПб, 1938.

287. *Афонин А. И., Лучинкин А. Г.* Литология и полезные ископаемые докембрийских и нижнепалеозойских отложений северной части Горного Алтая. Промежуточ-

- ный отчет по теме: «Палеогеографические карты позднего докембрия и нижнего палеозоя северной части Горного Алтая». Т. 1. ФГУ КузТФГИ. 1964.
288. *Бабакин В. А.* Геологическое строение центральной части Абаканского гранитного массива (лист М-45-20-Б). Отчет Прителецкой поисково-съёмочной партии по работам 1959–1960 гг. ФГУ АлтТФГИ, 1962.
289. *Бабин Г. А., Юрьев А. А., Рында Г. С.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист N-45-XXXV. ФГУ КузТФГИ. 1999.
290. *Баженов М. И., Пичугин Е. П., Нохрин Н. С.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ в южном обрамлении Барнаульского срединного массива за 1982–1985 гг. Новосибирск, 1985.
291. *Банников А. Н., Достовалова М. С.* Результаты поисковых и поисково-оценочных работ на строительные пески в Майминском районе Республики Алтай. Т. 1. ФГП «Алтай-Гео», 1998.
292. *Бартев А. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Курайского хребта (ЮВ часть Горного Алтая). Отчет Табошакской партии по редакционно-увязочным и поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000. Листы М-45-70-В, Г за 1963–1965 гг. ФГУ КузТФГИ, 1966.
293. *Бартев А. С.* Отчет по картоставительским и редакционно-увязочным работам в юго-восточной части Горного Алтая за 1968–1973 гг. ФГП «Алтай-Гео», 1973.
294. *Бедарев Н. П.* Материалы к обоснованию прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Курьинской, Чарышской, Турочакской и Курайской площадей на 2002 г. ФГУ АлтТФГИ, 2001.
295. *Бедарев Н. П., Гусев А. И.* Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов на территории Алтайского края по состоянию на 1.01.2003 г. Марганцевые, хромитовые руды, никель, кобальт, вольфрам, золото рудное, золото россыпное, плавиковый шпат. ФГУ АлтТФГИ, 2002.
296. *Бедарев Н. П., Даллахан Х.* Результаты поисково-оценочных работ на месторождении серебра Асхатин. ФГУ АлтТФГИ, 1987.
297. *Бедарев Н. П., Ермаков В. Л., Говердовский В. А.* Поисковые работы на месторождении серебра Асхатин и поисках в его районе. ФГУ КузТФГИ, 1979.
298. *Бедарев Н. П., Крупчатников В. И.* Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов на территории Республики Алтай по состоянию на 1.01.2003 г. Марганец, медь, вольфрам, молибден, золото. ФГУ АлтТФГИ, 2002.
299. *Беженцев А. Ф.* Стратиграфия и условия формирования терригенной субфлишевой формации ордовика Аксугской зоны (Западный Саян) / Дис. на соискание уч. степени канд. г.-м. н. Томск, 1987.
300. *Белобородов Г. М., Медников С. Г.* Опережающие геофизические работы по оценке на железные руды перспективных аэромагнитных аномалий в контактах Саракшинского массива. Отчет Тургусунской партии за 1976–1978 гг. ФГУ КузТФГИ, 1979.
301. *Бутаков В. Г., Кагнер С. Н., Курашев С. А. и др.* Отчет Алтайской партии № 3 на пьезооптическое сырье за 1962 г. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ, 1963.
302. *Бутвиловский В. В.* Составление геоморфологической карты Горного Алтая масштаба 1 : 500 000. (Отчет Региональной партии о результатах научно-исследовательских работ, проведенных в 1989–1996 гг.). – Новокузнецк, 1996. ФГУ КузТФГИ.
303. *Бутенко В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-45-ХV (Катанда). Отчет Яломанской партии по геологическому доизучению м-ба 1 : 200 000, проведенному в 1989–1999 гг. (в 3 книгах и 1 папке). ФГУ КузТФГИ, 1999.
304. *Васильев Л. А., Тарасов В. А.* Отчет о результатах геолого-поисковых и разведочных работ на золото Ануйской геологоразведочной партии за 1954–1955 гг. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ, 1956.
305. *Владимиров А. Г., Гибшер А. С., Есин С. В. и др.* Петролого-геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-

Саянской складчатой области: Отчет по проекту (в 3 книгах и 1 папке). Новокузнецк. 1994. 695 с.

306. *Владимиров А. Г., Руднев С. Н., Крук Н. Н. и др.* Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае–Саянской складчатой области для Госгеолкарты-1000 (по результатам работ за период 1.01.1999 г.–31.12.2001 г.). Т. 1 и 2. Новосибирск, ФГУ «КТФГИ», 2002.

307. *Ворошилов В. Г., Ананьев Ю. С., Гусев А. И. и др.* Отчет по крупномасштабному прогнозированию в Синюхинском рудном поле. Томск–Малоенисейское, 1997. Фонды рудника «Веселый».

308. *Говердовский В. А.* Поисковые работы на площади Юстыдского рудного узла (Междуречье Барбургазы–Богуты). (Отчет Курайской партии о результатах поисковых работ в 1981–1987 гг.). ФГУ КузТФГИ, 1987.

309. *Головко М. А.* Отчет Елангашской партии по поисково-съёмочным работам за 1959–1961 гг. (Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-81-В и Г, ЮВ часть Горного Алтая). ФГУ ГА ТФГИ, 1962.

310. *Губайдулин Р. А., Никитин Г. Ю. и др.* Техничко-экономические соображения о целесообразности промышленного освоения Алахинского редкометалльного месторождения. Опытное поле, 1991.

311. *Губарь А. К., Курьянович В. Г., Зыбин В. А.* Геологическая съёмка м-ба 1 : 10 000 Чаганузунского рудного поля. Отчет Чаганузунского отряда о геологическом строении Чаганузунской кулисы и Кызылчинского рудного поля по работам за 1976–1980 гг. ФГУ КузТФГИ, 1981.

312. *Гурский Г. В., Носков Ю. С., Курьянович В. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-17-А, Б, В, Г и М-45-29-А, Б, В, Г. Отчет Едиганской партии по геологосъёмочным работам м-ба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг. Т. 1 и 2. ФГУ КузТФГИ, 1979.

313. *Гурский Г. В., Топольник Л. П., Миронов В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-4-Г, М-45-16-Б (Горный Алтай). Отчет Манжерокской партии по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1970–1972 гг. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ. 1973.

314. *Гусев А. И., Кузубов П. П., Веднякин В. Я. и др.* Оценка прогнозных ресурсов вольфрама, свинца, цинка и меди на основе металлогенического и палеогеодинамического анализа территории Сев. Кавказа за 1976–1988 гг. Ессентуки, 1988. «Кавказгеолсъёмка», 1988.

315. *Гусев А. И., Федак С. И., Туркин Ю. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Катунь–Бия в северо-восточной части Горного Алтая. Отчет по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листов М-45-III, N-45-XXXIII за 1994–2000 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2000.

316. *Гусев Н.И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Башкаус. Отчет Атуркольского отряда Курайской партии по геологосъёмочным работам м-ба 1 : 50 000 в пределах листов М-45-44-В, Г; М-45-45-В, Г; М-45-57-А, Б за 1978–1983 гг. ФГУ КузТФГИ, 1983.

317. *Гусев Н. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае. Отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площадей м-ба 1 : 50 000, проведенного в 1983–1991 гг. Листы М-45-56-В, Г; 68-А, Б, Г; 69-А, Б, В, Г; 70-В, Г. ФГУ КузТФГИ, 1991.

318. *Гусев Н. И., Федак С. И.* Отчет о результатах работ по объекту «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Составление ГИС-Атласов карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Сибирского федерального округа) в 35 книгах. Региональное геологическое, гидрогеологическое и геоэкологическое изучение территории Алтайского края и Республики Алтай. Книги 2, 3, 4, 6, 7, 8. Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ», 2004.

319. *Гутак Я. М. и др.* Литолого-стратиграфические, палеовулканогеологические, палеонтологические и изохронологические исследования для решения задач ГДП-200

(Палеонтологические исследования). Отчет о работах Палеонтологической лаборатории за 1996–1999 гг. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1999.

320. *Данилов В. В., Федак С. И., Гонкало К. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Горного Алтая. Отчет Каянчинской партии о результатах геологической съемки и доизучения площадей масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1984–1992 гг. в северо-восточной части Горного Алтая. ФГУ КузТФГИ, 1993.

321. *Дьяконова Ж. И.* Рыбалкинское месторождение кварцевых диоритов для производства облицовочного и бортового камня. Отчет о результатах геологоразведочных работ Манжерокского отряда за 1972–1973 гг. с подсчетом запасов на 1 октября 1972 г. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1973.

322. *Единцев Е. С., Приходько М. В., Лира Л. А. и др.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 по площади листов N-45-141-Г; N-45-142-В; М-45-9-А, Б, В, Г; М-45-10-А; М-45-21-А, Б, В, Г (Больше-Абаканская площадь). Отчет Больше-Абаканской ГСП за 1975–1982 гг. (в 2-х томах). ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю», 1982.

323. *Единцев Е. С., Приходько М. В., Томская З. И. и др.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 по площади листов N-45-142-Г; N-45-143-В, Г; М-45-10-Б, В, Г; М-45-11-А, Б (Аянская площадь). Отчет Больше-Абаканской ГСП за 1981–1986 гг. (в 2-х томах). ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю». Минусинск, 1986.

324. *Жеромский М. К.* Отчет о поисковых работах на пьезокварц, проведенных в 1933 г. в западной и северо-западной части Горного Алтая. Томск, 1934.

325. *Зальцман В. Д.* Опорная рабочая легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 Западно-Саянской серии. Отчет Орловской партии по теме «Совершенствование схем стратиграфии и магматизма Западного Саяна и разработка рабочей опорной легенды для геологической съемки и карт масштаба 1 : 50 000». ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю», 1994.

326. *Захаров А. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Горного Алтая (Листы М-45-57-В, Г; -58, -59, -60-А, В; -69-Б, -70-А, Б6-71-А, Б). Отчет Тургусунской партии по аэрогеологическому картированию масштаба 1 : 100 000 за 1978–1982 гг. ФГУ КузТФГИ, 1983.

327. *Захаров А. К.* Результаты опережающих геофизических работ м-ба 1 : 50 000 в юго-восточной части Горного Алтая (листы: М-45-80-В (в, г); -92-А, Б, Г; -93-А, В-а, б, в; -Б-а, в; Г-а; -150-А-а). Отчет Бургузунской партии за 1981–1987 гг. (в 4 томах). ФГУ КузТФГИ, 1988.

328. *Захаров А. К., Захарова И. А., Козырев С. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-4-Б, М-45-3-Б-(а, б). (Горный Алтай). Отчет Майминской партии о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 за 1969–1972 гг. Т. 1–3. ФГУ КузТФГИ, 1973.

329. *Зейферт Л. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-16-В, Г; М-45-28-А, Б. Отчет Едиганской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1973–1977 гг. ФГУ КузТФГИ, 1979.

330. *Зейферт Л. Л., Антонов В. Н., Заплетин Н. Я. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-3-Б-(в, г), М-45-3-В-(в, г) М-45-3-Г (Горный Алтай). Отчет Черемшанской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1967–1969 гг. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ, 1972.

331. *Зейферт Л. Л., Емельянов А. Н., Носков Ю. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-16-В, Г и М-45-28-А, Б. (Отчет Едиганской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1973–1977 гг.) Т. 1–3. ФГУ КузТФГИ, 1979.

332. *Зейферт Л. Л., Заплетин Н. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-15-Б; М-45-16-А (Горный Алтай). Отчет Чергинской партии по геологосъемочным работам 1970–1973 гг. ФГУ КузТФГИ, 1974.

333. *Земцов Ю. Н., Барышников Г. Я.* Отчет Бирюлинской партии о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-45-5-А, В в бассейне р. Маймы за 1973–1976 гг. ФГУ КузТФГИ. С. 308. 1977.

334. *Зыбин В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Катунь–Кокса. Отчет Эдиганской партии по аэрофотогеологическому картированию в м-бе 1 : 50 000, проведенному в 1983–1988 гг. в центральной части Горного Алтая. Листы М-45-63-А, Б, В, Г; М-45-64-А, Б, В, Г. ФГУ КузТФГИ, 1988.

335. *Зыбин В. А., Корнев Е. Л., Колмаков В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые низовьев р. Чаган-Узун (ЮВ часть Горного Алтая). Отчет Кызкынорской партии по поисково-съёмочным работам м-ба 1 : 50 000 за 1961–1963 гг. ФГУ КузТФГИ 1963.

336. *Зыбин В. А., Кузнецов В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Катунь–Кокса. Отчет Эдиганской партии по аэрофотогеологическому картированию в м-бе 1 : 50 000, проведенному в 1983–1988 гг. в центральной части Горного Алтая. Листы М-45-63-А, Б, В, Г; М-45-64-А, Б, В, Г. ФГУ КузТФГИ, 1988.

337. *Зыбин В. А., Марков В. Н., Маркова В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чуя, Иня, Айгулаш. Отчет Каракудюрской партии по поисково-съёмочным работам м-ба 1 : 50 000 на листах М-45-54-Б, Г и М-45-55-В за 1971–1975 гг. ФГУ КузТФГИ, 1975.

338. *Зыбин В. А., Панченко В., Чебыкин Н. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кубадру–Кара-Кудюр. Отчет Каракудюрской партии по поисково-съёмочным работам м-ба 1 : 50 000 на листах М-45-56-А, Б за 1969–1972 гг. ФГУ КузТФГИ, 1972.

339. *Зырянов А. Е., Бедарев Н. П.* Отчет о поисковой оценке медно-вольфрамового оруденения на участке Кара-Оюк и поисках на флангах Кара-Оюкских зон (Аргутская партия, 1976–1977 гг.). ФГУ КузТФГИ, 1977.

340. *Иванов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Калгутинского рудного района. Отчет Аргутской партии о результатах геологической съемки (листов М-45-92-Б, Г, М-45-102-А) и геологического доизучения (листов М-45-93-А, В) масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1986–1990 гг. в юго-восточной части Горного Алтая. ФГУ АлтТФГИ, 1990.

341. *Игнатова Р. Т.* Поисково-оценочные работы на строительный камень на Солонешенском участке Солонешенского района Алтайского края. Отчет о результатах работ Солонешенского отряда за 1987–1990 гг. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1990.

342. *Казакевич Ю. П.* Основные черты золотоносности бассейна р. Лебедь. ФГУ КузТФГИ, 1950.

343. *Казанцев А. В., Логинов В. Т.* Результаты геофизических работ на объектах: Калгутинский рудный узел, Центрально-Калгутинский участок, Джулалинское месторождение. Отчет Гравиметрической партии за 1989–1992 гг. и Юстыдской партии за 1987–1992 гг. ФГУ КузТФГИ, 1992.

344. *Казанцев В. А., Филоненко Т. В.* Результаты гравиметрической съемки м-ба 1 : 200 000 на Холзунской площади. Отчет Гравиметрической партии за 1986–1988 гг. ФГУ КузТФГИ, 1988.

345. *Калугин А. С.* Новые данные по железорудным месторождениям Западной Сибири. ФГУ КузТФГИ, 1957.

346. *Карабицина Л. П., Гусев А. И. и др.* Геохимическая основа Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа М-45 (Горно-Алтайск). ФГУ АлтТФГИ, 2001.

347. *Климов Н. И.* Отчет геолого-поискового отряда Алтайской ГРП о работе на участках Каянча, Куртачиха и Баранча в Алтайском и Чарышском районах за 1957 г. Т. 1–4. ФГУ КузТФГИ, 1958.

348. *Колмаков В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-67-Б и М-45-68-А-(а, в) (Окончательный отчет Шавлинской партии по работам 1966–1968 гг.). ФГУ ГА ТФГИ, 1969.

349. *Коновальцев В. Ф.* Объяснительная записка к регистрационным картам по золоту северной части Горного Алтая. Листы М-45-1, II, III, IV, VII, VIII, IX, X и N-45-XXXIV. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1964.

350. *Кононов А. Н., Кононова Т. М., Некрасова Л. И., Пасечный Г. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-45-VIII (Шебалино). Отчет Шебалинской партии по работам 1957–1959 гг. ФГУ КузТФГИ, 1959.

351. *Коржнев В. Н., Якупов М. А., Данилов В. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Ануйско-Чуйского синклиория. Отчет Куяганской партии по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов М-45-2-В, Г (в, г), М-45-3-А, В (а, б), М-45-14-А, Б и геологическому доизучению площадей в пределах листов М-45-2-А, Б, Г (а, б) за 1982–1986 гг. Т. 1–4. ФГУ КузТФГИ, 1986.

352. *Коржнев В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Саракочки и верховьев р. Бии. Отчет Кебезенской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-45-138-Г, М-45-6-Б, В, Г, М-45-7-А, В за 1977–1981 гг. ФГУ КузТФГИ, 1982.

353. *Коржнев В. Н., Туркин Ю. А., Некрасова Е. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сумульгинской площади в Горном Алтае (листы М-45-31-А, В, Г). Отчет Сумульгинской партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1986–1992 гг. на Сумульгинской площади Горного Алтая. ФГУ КузТФГИ, 1992.

354. *Коржнев В. Н., Якупов М. А.* Геологическое строение и перспективы ртутного оруднения Сарасинской рудной зоны. Отчет Пролетарского отряда по геологическому картированию масштаба 1 : 10 000 за 1971–1975 гг. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ, 1975.

355. *Коржнев Н. С.* Геологический отчет о поисковых и разведочных работах на ртуть, проведенных Сарасинской партией в 1951–1955 гг. Т. 1. ФГУ АлтТФГИ, 1956.

356. *Коржнев Н. С.* Геологический отчет о поисковых и разведочных работах на ртуть, проведенных Сарасинской партией в 1950 г. ФГУ КузТФГИ, 1950.

357. *Корощенко П. И., Туманова Л. Н., Кусургашева Н. И.* Разработка геохимических методов поисков для Горного Алтая и районирование территории по условиям применения геохимических методов поисков листов М-45-1-IV, VI–XII. Отчет Геохимической партии за 1977–1980 гг. Т. 1–3. ФГУ КузТФГИ, 1980.

358. *Кочетков И. А.* Основные черты геологического строения восточного обрамления Бийско-Барнаульской впадины по геофизическим данным. Отчет Бийско-Барнаульской партии за 1958–1959 гг. ФГУ КузТФГИ, 1959.

359. *Кочетков И. А., Загайнов Ю. В., Березикова Г. Н.* Оценка перспектив территории Горного Алтая на железные руды. Отчет Катунской партии за 1974–1977 гг. по теме: «Геологическое истолкование геофизических полей Горного Алтая с учетом новых геологических данных для направления геолого-поисковых работ на железо и другие полезные ископаемые». ТГФ «Южсибгеолкома», Новокузнецк, 1977.

360. *Кочетков И. А., Смирнов Н. В.* Результаты Алтайской гравиметровой партии за 1964 г. ФГУ КузТФГИ, 1964.

361. *Краснов В. И., Степанов С. А., Миронова Н. В.* и др. Стратиграфия и фации девонских отложений Сибири в связи с перспективами на полезные ископаемые осадочного происхождения (нефть, железо, соли). Отчет по теме № 871. СНИИГГиМС. Т.1. ФГУ КузТФГИ, 1979.

362. *Крестовоздвиженский Н. М., Бородин В. М., Матвеева Л. М., Матвеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Уймень в Северо-Восточном Алтае. Отчет Нырнинской геологосъемочной и Уйменской поисковой партий за 1968–1970 гг. Лист М-45-18-Б. ФГУ КузТФГИ, 1971.

363. *Кривчиков А. В.* Геологическое строение северо-западной части Саракочинского массива и прилегающих площадей (лист М-45-6-А). Отчет Сейской поисково-съемочной партии по работам за 1959–1961 гг. ФГУ КузТФГИ, 1961.

364. *Кривчиков А. В., Кривчикова В. С., Данилов В. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Лебедь в Северо-Восточном Алтае. Отчет Клыкской партии по результатам работ на площади листов N-45-139-А, Б, В, Г м-ба 1 : 50 000 за 1970–1976 гг. Т. 1 и 2. ФГУ КузТФГИ, 1978.

365. *Кривчиков А. В., Кривчикова В. С., Фелелов А. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Клык в Северо-Восточном Алтае. Отчет Клыкской партии за 1968–1969 гг. Т. 1 и 2. ФГУ КузТФГИ, 1972.

366. *Кривчиков В. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-II (Горно-Алтайск). ФГУ АлтТФГИ, 2001.

367. *Кривчиков В. А., Селин П. Ф., Русанов Г. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ануй–Катунь в северной части Горного Алтая. Отчет Катунской съемочной партии по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 листов М-45-I, М-45-II за 1994–2001 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2001.

368. *Крук Н. Н., Руднев С. Н., Сенников Н. В.* и др. Отчет по теме Г-211-02. Участие в составлении геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-45 за 2002–2003 гг. ФГУ КузТФГИ, 2003.

369. *Крупчатников В. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чаган–Бургазы и Богуты. Отчет Бугузунской партии о результатах геологической съемки (листы М-45-82-В, Г; М-45-83-В; М-45-94-А, Б, В, Г; М-45-95-А) и геологического доизучения (М-45-83-Г; М-45-84-В; М-45-95-Б) м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1978–1993 гг. в юго-восточной части Горного Алтая. ФГУ КузТФГИ, 1993.

370. *Крупчатников В. И., Бедарев Н. П.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению и подготовке к изданию Гостгеолкарты-200 листа М-45-XXIV и прогнозно-поисковых работ на золото на Юстыдской площади, проведенных в 2000–2003 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2003.

371. *Крылова А. В.* Обобщение материалов по герцинским прогибам Горного Алтая с целью оценки их перспектив на иттрий, иттербий, скандий. Отчет Тематической геологической партии КТЭ и Алтайской геофизической экспедиции за 1991–1993 гг. ФГУ КузТФГИ, 1993.

372. *Кузнецов С. А., Юрьев А. И., Хлебникова Т. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-44-24-В, Г и М-45-13-В, Г. Отчет Едиганской партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1985–1990 гг. в северо-западной части Горного Алтая. ФГУ КузТФГИ, 1990.

373. *Лаврентьев В. И.* Поисково-разведочные работы на голубой асбест в Горном Алтае и Юго-Западном Салаире. ФГУ АлтТФГИ, 1958.

374. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание) / Г. А. Бабин, Л. Л. Зейферт, А. Ф. Щигрев и др. Фонды ФГУП ВСЕГЕИ, 2000.

375. Легенда Западно-Саянской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). Красноярск, 2002.

376. *Леутин В. Г.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Левобережным отрядом в 1975 г., и подсчет запасов по состоянию на 1.01.1976 г. Горно-Алтайское месторождение керамзитового сырья. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1976.

377. *Литвинцев А. А.* Отчет о проведенных в 1946–1947 гг. геологоразведочных работах на Казандинском вольфрамовом месторождении в Горном Алтае. ФГУ КузТФГИ, 1948.

378. *Лихачев В. П., Деревягина И. А., Боровик Г. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на магнезиты в районе среднего течения р. Ай – северная часть Горного Алтая. Работы Айской партии 1966–1967 гг. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1968.

379. *Лихачев Н. Н., Миронов В. О., Доманов Л. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кумиро-Коргонского района. Отчет Кумирской партии по геологическим работам масштаба 1 : 50 000, проведенным в 1978–1980 гг. на территории ли-

- стов М-44-36-Г; М-44-48-А, Б, Г; М-45-25-В (в, г) и М-45-37-А, Б, В в пределах РСФСР. ФГУ КузТФГИ, 1980.
380. *Лобанов А. В.* Отчет по поисково-оценочным работам на строительный камень в Солонешенском районе Алтайского края. Заключение по результатам работ Приобского отряда в 1990 г. с использованием материалов Солонешенского отряда за 1987 г. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1991.
381. *Логинов А. Ф. и др.* Отчет Солонешенской геологоразведочной партии о работах 1949 г. в районе 2 и 1 Солонешенских месторождений. ФГУ КузТФГИ, 1950.
382. *Логинов В. Т., Теплов Ю. М.* Результаты поисковых геофизических работ для изучения глубинного геологического строения и оценки перспектив Озерно-Каракульского участка на цветные, редкие и благородные металлы. Отчет Юстыдской партии по работам 1987–1990 гг. ФГУ КузТФГИ, 1990.
383. *Лузгин Б. Н., Коржнев В. Н., Бардадымов В. И.* К оценке перспектив карбонатных толщ ордовик-девонского возраста северо-западной части Горного Алтая на бокситы и фосфориты. Отчет Причарышской поисково-ревизионной партии за 1966–1968 гг. Т. 1–2. ФГУ КузТФГИ, 1969.
384. *Ляхницкий В. В., Бедарев Н. П.* Результаты опережающих геохимических работ в бассейне р. Песчаной. Отчет Чуйской партии по работам в 1992–1995 гг. ФГУ АлтТФГИ, 1995.
385. *Ляхницкий В. Н.* Результаты опережающих геохимических работ в бассейне р. Песчаной. Отчет Чуйской партии по работам в 1992–1995 гг. Листы М-45-15-А, В, Г (в, г); М-45-27-А, Б, В (а, б); Г (а, б). ФГУ КузТФГИ, 1995.
386. *Мамонтов Н. Ф., Шемендюк В. Н.* Результаты комплексной аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съемки масштаба 1 : 25 000, проведенной Аэрогеофизической партией на Белокурихинском участке в 1982–1985 гг. Т.1–2. ФГУ КузТФГИ, 1985.
387. *Мамонтов Н. Ф., Кобылко А. И. и др.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 территории деятельности ГПП «Запсибгеология». Отчет Аэрогеофизической партии о результатах работ на Алтае-Кузнецком участке в 1988–1994 гг. ФГУ КузТФГИ, 1996.
388. *Махлаев М. Л., Безруков О. А., Денисова М. В.* и др. Составление геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 Республики Хакасия за 1993–1995 гг. Фонды ФГУП «Красноярскгеолсъемка». Красноярск, 1995.
389. *Мачитадзе Ш. П.* Геологический отчет Прителецкой поисковой партии по работам за 1958 г. ФГУ КузТФГИ, 1960.
390. *Миллер В. Я., Махлаев М. Л., Беженцев А. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р.Алаш. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в юго-западной части Западного Саяна (Шапшальская площадь). Листы М-45-35-А, Б, В, Г. Фонды ФГУП «Красноярскгеолсъемка», 1984.
391. *Митинская Т. С., Зальцман В. Д.* Легенда Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская (второе издание). ФГУ ТФИ по Красноярскому краю, 2002.
392. *Михайлов Н.Л.* Отчет о работах Дмитриевской поисково-разведочной партии за 1950–1953 гг. ФГУ КузТФГИ, 1955.
393. *Михайлов Н. М.* Отчет Сарасинской поисково-разведочной партии за 1949 г. Новосибирск, 1950. ФГУ КузТФГИ, 1950.
394. *Надлер Ю. С., Кузнецова В. Г.* Споры девона Горного Алтая. Отчет по теме А.П.З. / (12) – 3-92. Монографическая сводка по спорам девона Горного Алтая. ФГУ КузТФГИ, 1973.
395. *Неминушая В. И., Кац В. Е., Корнев Л. Е. и др.* Отчет по опытно-методическим работам по обобщению и систематизации результатов геохимических поисков по территории северной половины Горного Алтая и Юго-Западного Присалаирья. Отчет Катунской партии за 1989–1994 гг. Т. 1–6. ФГУ КузТФГИ, 1994.
396. *Нешумаева К. Д.* Отчет Уймонской партии за 1952 г. ФГУ АлтТФГИ, 1953.
397. *Николенко Н. В., Медников В. С.* Поисковые работы на золото в пределах Сегилекской площади (Отчет Сегилекской партии за 1997–1990 гг.). ФГУ АлтТФГИ, 1990.

398. *Николенко Н. В.* Отчет Баранчинской партии о результатах поисково-разведочных работ на россыпи, проведенных в 1992–1993 гг. в северной части Алтая. ФГУ АлтТФГИ, 1995.

399. *Николенко Н. В., Туркин Ю. А., Гусев А. И.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению и подготовке к изданию Геолкарты-200 листа М 45-XXXIV и прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Турочакской площади, проведенных в 1999–2003 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2003.

400. *Носков Ю. С.* Изучение базальных конгломератов в центральной и восточной части Горного Алтая (в 2-х книгах). ФГУ КузТФГИ, 1996.

401. *Носков Ю. С., Актушев Р. А., Степаннов Е. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-52-Г, М-45-53-В и М-45-65-А (а, б). (Горный Алтай). Отчет Уйменской партии по геологосъемочным работам м-ба 1 : 50 000 за 1970–1973 гг. ФГУ КузТФГИ, 1974.

402. *Носков Ю. С., Губарь А. К., Черепанов Г. Ю. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-18-А, В, Г и М-45-5-Г. Отчет геохимической партии по геологосъемочным работам м-ба 1 : 50 000 в 1981–1987 гг. в Горном Алтае. Т. 1 и 2. ФГУ КузТФГИ, 1987.

403. *Оболенский А. А.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Урзарсайском вольфрамовом месторождении в 1953–1957 гг. ФГУ КузТФГИ, 1957.

404. *Овчинников А. А., Пестриков Н. Н., Митрошин В. И.* Отчет Аэрогеофизической партии за 1971–1973 гг. по Коргонскому участку. Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000. ФГУ КузТФГИ, 1973.

405. *Панченко Е. И., Зыбин В. А., Чебыкин Н. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые хребтов Айлагуш и Айгулак. Отчет Каракудюрской партии по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 на листах М-45-55-А, Б и Г за 1967–1970 гг. ФГУ КузТФГИ, 1970.

406. *Пентельков В. Г.* О бериллионосных гранитах Каракола (предварительное информационное сообщение о работах, проведенных Талицким отрядом ИМГРЭ АН СССР на Каракольском месторождении в 1956–1957 гг. ФГУ КузТФГИ, 1957.

407. *Перфилов Е. Е.* Объяснительная записка к подсчету запасов на 1 января 1953 г. по месторождению россыпного золота участка верхнего течения р. Ануй. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1953.

408. *Писаренко В. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Акалахи–Джазатора (Отчет Аэрофотогеологического отряда Аргутской партии об аэрофотогеологическом картировании м-ба 1 : 50 000, проведенном в 1986–1990 гг. Листы М-45-79-Г-в, г; М-45-80-В-в-г; -45-91-Б, Г; М-45-92-А, В). ФГУ КузТФГИ, 1990.

409. *Пичугин Е. П., Истюнин В. М., Спиринов В. Г. и др.* Оценка перспектив ураноносности Кулундинско-Барнаульской впадины в южной части Западно-Сибирской плиты. Отчет о результатах прогнозных и поисковых работ по геологическому заданию № 56-6 за 1978–1981 гг. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1982.

410. *Пичугин Е. Ф. и др.* Оценка перспектив северо-западной части Горного Алтая на комплексное уран-скандий-редкоземельное оруденение. Фонды СФ «Березовгеология», 1992.

411. *Подрядчиков С. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ануй (среднее течение). Отчет Ануйской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-40-55-В; М-39-55-А; М-39-55-В (М-45-1-А, В и М-45-13-А) за 1972–1975 гг. ФГУ КузТФГИ, 1976.

412. *Половникова Л. М.* Отчет о детальных поисках на участке Северном и оценке глубоких горизонтов Холзунского железорудного месторождения (1976–1982 гг.). ФГУ КузТФГИ, 1982.

413. *Половникова Л. М.* Отчет о поисково-оценочных работах на месторождении Коксинском III с изучением качества руд 1979–1982 гг. ФГУ КузТФГИ, 1982.

414. *Пономарев А. Л., Федак С. И.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению и подготовке к изданию Геолкарты-200 листов М-45-XVI, XVII и прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Курайской площади, проведенных в 1999–2003 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2003.

415. *Поспелов А. Г., Аксарина Н. А., Афонина А. И. и др.* Биостратиграфическое изучение кембрийских и докембрийских отложений Горной Шории и Горного Алтая в помощь геологическому картированию м-ба 1 : 50 000. Отчет о производственной работе Палеонтологической партии за 1977–1979 гг. ФГУ КузТФГИ, 1979.

416. *Родин Р. С.* и др. Составить карты прогноза золотоносности кор выветривания центральной и восточной частей Кузнецкого Алатау и севера Алтая масштаба 1 : 200 000. Новосибирск, 2001.

417. *Романцова Г. С., Медников Л. С.* Отчет Бугузунской геолого-геофизической партии за 1973–1976 гг. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 территории листа М-45-84-А-а. ФГУ ГА ТФГИ, 1977.

418. *Росихина З. С., Корнев Л. Е. и др.* Отчет о геологоразведочных работах на Чаган-Узунском месторождении руты с подсчетом запасов на 1.01.1973 г. ФГУ ГА ТФГИ, 1973.

419. *Рублев А. Г.* Комплексное изотопно-геохронологическое изучение интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области в помощь среднемасштабному геологическому картированию. Договор № 01423429/266 за 1992–1995 гг. СПб., 1995.

420. *Светлова Н. А.* Отчет буровой партии по поисково-оценочным работам и предварительной разведки Талду-Дюргунского буроугольного месторождения за 1989–1992 г. ФГУ КузТФГИ, 1992.

421. *Селин П. Ф.* и др. Геологическое строение, изученность и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае (Отчет Курайской партии по поискам месторождений руты в пределах Курайской рудной зоны и Актуринской зоны разломов за 1982–1986 гг.). ФГУ КузТФГИ, 1986.

422. *Селин П. Ф.* Поисковые работы в пределах Янтауской полиметаллической серебряной рудной зоны. Отчет Курайской партии за 1987–1991 гг. ФГУ АлтТФГИ, 1991.

423. *Селин П. Ф., Соковых И. Д., Божуха А. П.* Поиски медных и медно-редкометалльных руд на северном фланге Каракульского месторождения и Уландрыкской рудной зоне (Отчет Курайской партии за 1986–1990 гг.). ФГУ АлтТФГИ, 1990.

424. *Селятицкий Г. А., Матвеевко А. Г.* Угли Алтайского края, как возможное сырье для производства углеминовых препаратов (удобрений и стимуляторов растений для сельского хозяйства). ФГУ КузТФГИ, 1986.

425. *Семенов Б. Г., Омельченко В. А., Карабицина Л. П.* и др. Поисковые работы в Калгутинском рудном узле. (Отчет Курайской партии за 1982–1987 гг. ФГУ КузТФГИ, 1988.

426. *Сергеев В. П., Пешков В. Г., Заплетин Н. Я.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-4-А, М-45-4-В (Горный Алтай). Отчет Майминской партии по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1964–1967 гг. ФГУ КузТФГИ, 1968.

427. *Скибин М. М.* Геологический отчет Антоньевской поисково-ревизионной партии за 1953 г. Т. 1–3. ФГУ КузТФГИ, 1954.

428. *Студеникин В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-52-А, В (Промежуточный отчет Каерлыкской партии по поисково-съемочным работам м-ба 1 : 50 000 за 1960 г.). ФГУ КузТФГИ, 1961.

429. *Сухих Е. Ф.* Отчет Курайской партии о поисковых работах на вольфрам в пределах плато Укок за 1979–1983 гг. ФГУ КузТФГИ, 1983.

430. *Сухих Е. Ф., Зырянов А. Е.* Отчет о поисковых работах на вольфрам Аргутской геолого-поисковой партии в бассейне рек Жасатер и верхних притоков р. Чуи за 1971–1975 гг. ФГУ КузТФГИ, 1975.

431. *Сыроватский В. В., Еселевич М. Г., Розвезева Л. М.* и др. Количественная переоценка прогнозных ресурсов важнейших твердых полезных ископаемых на территории ПГО «Запсибгеология» по состоянию на 1.01.1988 г. Отчет за 1987–1988 гг. Литологическая партия. Листы М-45-А, Б, В, Г и N-45-А, Б, В, Г. Т. 1–9. ФГУ КузТФГИ, 1988.

432. *Сыроватский В. В., Ржиго Я. Я.* Перспективы развития сырьевой базы по рудному и россыпному золоту Горного Алтая. Отчет по теме: «Составление металлогенической карты по золоту Горного Алтая масштаба 1 : 500 000 и крупномасштабных карт-врезок масштаба 1 : 50 000 и 1 : 100 000 с элементами прогноза». Т. 1–4. ФГУ КузТФГИ, 1980.

433. *Тимкин В. И., Маслов В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Горного Алтая (междуречье Катунь и Бухтарма). Отчет Зырянской партии по результатам геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1987–1990 гг. Листы М-45-78-В-г, -78-Г-в, -90-А, Г. Опытное поле, 1990.

434. *Тимкин В. И., Рожченко В. А., Карабицина Л. П., Кривчиков В. А.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по составлению и подготовке к изданию Геолкарты-200 листов М-44-VI, XII и прогнозно-поисковых работ на золото на Чарышской и Курьинской площадях, проведенных в 1999–2003 гг. ФГУ АлтТФГИ, 2003.

435. *Трибунский Е. Н.* Отчет по предварительной разведке Холзунского железорудного месторождения (аномалии 2, 3, 6, 7–9) с подсчетом запасов на 1.10.1977 г. ФГУ КузТФГИ, 1977.

436. *Туманова Л. Н., Губарь Л. К., Курьянович В. Г.* Ландшафтно-геохимические исследования с целью разработки геохимических методов поисков для южной части Горного Алтая. Отчет опытно-методического отряда Центральной геохимической партии по результатам работ 1984–1988 гг. ФГУ КузТФГИ, 1988.

437. *Тупицын Е. М.* и др. Отчет о работах партии № 9 за 1964 г. Фонды СФ Березов-геология».

438. *Уваров А. Н., Кузнецов С. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. ФГУ КузТФГИ, 1999.

439. *Усков П. С., Минеев В. И., Курашова В. В.* Отчет Горно-Алтайской экспедиции о проведенных геофизических работах на Алтае в 1951 г. ФГУ КузТФГИ, 1952.

440. *Фалалеев Ю. А.* Результаты опережающих геофизических работ м-ба 1 : 50 000 в юго-восточной части Горного Алтая (листы: М-45-80-В (в, г); -92-А, Б, Г; -93-А, В-а, б, в; -Б-а, в; Г-а; -150-А-а). Отчет Бургузунской партии за 1981–1987 гг. (в 4 томах). ФГУ АлтТФГИ, 1993.

441. *Филоненко Г. И.* Отчет о гравиметрической съемке м-ба 1 : 200 000 на Чуйской площади. Листы М-45-XVI, XVII, XVIII (М-45-59, 71, 60-А, В), XXII, XXIII, XXI (М-45-83, 95, 84-А, В), XXVIII, XXIX по работам Гравиметрической партии за 1980–1983 гг. ФГУ КузТФГИ, 1986.

442. *Хромов В. М.* Пояснительная записка к материалам для ТЭС по месторождению Каракуль. ФГУ АлтТФГИ, 1985.

443. *Черноморский М. А.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листов М-45-XXIII, XXIX. ФГУ КузТФГИ, 1960.

444. *Чурилин М. А., Коков Г. А.* Прогнозная оценка на плавиковый шпат Ануйско-Чуйского синклиория в Горном Алтае. Отчет по теме: «Составление карт прогнозов на плавиковый шпат в пределах Западной части Алтае-Саянской складчатой области м-ба 1 : 500 000». Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1968.

445. *Шепеленко Л. И.* Геолого-поисковые работы на плавиковый шпат в районе Каянчинского месторождения. ФГУ КузТФГИ, 1968.

446. *Шепеленко Л. И.* Результаты поисково-разведочных работ на ртуть в Сарасинской ртутной зоне. Отчет Сарасинской ГРП за 1969–1973 гг. Т. 1. ФГУ АлтТФГИ, 1973.

447. *Шепеленко Л. И.* Результаты поисково-разведочных работ на ртуть в Сарасинской ртутно-рудной зоне. Геологический отчет Сарасинской ГРП за 1972–1974 гг. Т. 1. ФГУ АлтТФГИ, 1974.

448. *Широкушкин В. Д., Попов В. А., Тюлькин В. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Моген-Бурен. Листы N-45-72-А, Б (а), В, Г (а, в), М-45-84-А (а, б), Б (а). (Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 Юго-Западной партии по работам 1972–1974 гг.). ФГУ «ТФИ по Красноярскому краю», 1975.

449. *Шокальский С. П., Зыбин В. А., Сергеев В. П.* и др. Легенда Алтайской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Т. 1. ФГУ КузТФГИ, 1999.

450. *Штерн А. П.* Отчет Курайской партии за 1977–1981 гг. о детальных поисковых и поисково-оценочных работах на вольфрамовое оруденение в пределах участка Джулалю. ФГУ КузТФГИ, 1981.

451. *Шушумков С. Г.* Детальная разведка россыпи р. Карама. Отчет Баранчинской партии о результатах разведки золотоносной россыпи р. Карама, проведенной в 1993–1996 гг. Т. 1–3. ФГУ АлтТФГИ, 1996.

452. *Якупов М. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-13-Б-М-45-14-В (Горный Алтай). ФГУ АлтТФГИ, 1970.

453. *Якупов М. А., Кривчиков В. А., Карабицына Л. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Талицкого антиклинория Горного Алтая. Отчет Северо-Талицкой партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1986–1993 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Листы М-44-12-А, Б, В. ФГУ КузТФГИ, 1993.

Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям
		На начало работ
1. Pb, Zn, Ag, Hg (PZ₁–MZ₁). Салаиро-Алтайская ртутно-серебряно-золото-поли		
	Потенциальная Сибирячихинская золото-сурьмяно-ртутная рудная зона (I.0.1. Hg, Sb, Au) MZ ₁	P ₃ Au – 33 т
	Слюдянско-Каракольская бериллий-молибден-вольфрамоворудная зона(I.0.2. W, Mo, Be) P ₂ –T ₁	P ₃ WO ₃ – 20 тыс т
	Башелакский золоторудный узел (I.0.3. Au) D ₃ –C ₁	P ₃ Au –30 т
	Солонешенский медно-серебряно-золоторудный узел (I.0.4.Au,Ag,Cu) D ₂₋₃	P ₃ Au – 76 т P ₁ Au – 4 т P ₂ Au – 26 т
	Потенциальный Быстринский золоторудный узел (I.0.5. Au) D	
	Белокурихинский редкометалльно-уран-вольфрамоворудный узел (I.0.6. W, U, Be, Ta, Nb) P ₂ –MZ, N–Q	
	Баранчинский золоторудный узел (I.0.7. Au) D–C ₁	
	Сарасинская золото-ртутнорудная зона (I.0.8. Hg, Au) MZ ₁	
	Каянчино-Устюбинский золоторудный узел (I.0.9. Au) V–PZ ₁ , D ₂₋₃ , MZ ₁	
	Потенциальная Ильинско-Урскульская золото-медно-полиметаллическая рудоносная зона (I.1. Pb, Zn, Cu, Au) PZ ₂₋₃ , MZ ₁	
	Потенциальная Козульско-Устьканская сурьмяно-ртутно-золоторудная зона (I.0.10 Au, Hg, Sb) PZ ₃ –MZ ₁	
	Потенциальный Яломанский золото-меднорудный узел (I.0. Cu, Au) PZ ₂₋₃	
	Потенциальная Бельгешашская ртутно-свинцово-цинково-флюоритоносная зона (I.2. Fl, Pb, Zn, Hg) PZ ₂₋₃ –MZ ₁	

**в ходе составления Госгеолкарты листа М-45
ископаемых и их прогнозных ресурсов**

По результатам работ	Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации
металлическая минерагеническая область		
P ₃ Au – 33 т P ₃ Hg – 3150 т	+ P ₃ Hg – 3150 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ WO ₃ – 30 тыс т	+P ₃ WO ₃ – 10 тыс т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 120 т	+ P ₃ Au – 90 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 166 т	+P ₃ Au – 90 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 80 т	+ P ₃ Au – 80 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ WO ₃ – 33 тыс т	+ P ₃ WO ₃ – 33 тыс т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 37,5 т	+P ₃ Au – 37,5 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 19,8 т P ₃ Hg – 216,3 т	+P ₃ Au – 19,8 т +P ₃ Hg – 216,3 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 35 т	+P ₃ Au – 35 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Pb – 1778 тыс. т P ₃ Zn – 1690 тыс. т P ₃ Au – 159 т	+P ₃ Pb – 1778 тыс. т +P ₃ Zn – 1689 тыс. т +P ₃ Au – 159 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 76 т	+P ₃ Au – 76 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 121 т P ₃ Cu – 484 т		Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Pb – 1000 тыс. т P ₃ Zn – 950 тыс. т P ₃ fl – 24 млн т	+P ₃ Pb – 1000 тыс. т +P ₃ Zn – 950 тыс. т + P ₃ fl – 24 млн т	

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям
		На начало работ
2. Au, Fe, Hg (PZ₁–MZ₁). Алтае-Кузнецко-Северосаянская ртутно-железо-золото		
	Потенциальный Верхне-Чергинский золоторудный узел (2.0.1. Au) D	P ₃ Au – 15 т
	Потенциальный Элекмонарский золоторудный узел (2.0.2. Au) D	
	Потенциальный Сугульско-Бирюлинский марганцеворудный узел (2.0.3. Mn) K₂–P	
	Потенциальный Караторбок-Карымский прогнозируемый золоторудный узел (0.4. Au) C₁, PZ₂₋₃	
	Синюхинский золоторудный узел (2.0.5. Au) C, D в т. ч. Синюхинское месторождение Синюхинское рудное поле	P ₃ Au – 22 т – РУ P ₁ Au – 5 т – м-ние P ₂ Au – 10 т – РП
	Потенциальный Саганы-Кылайский серебро-золото-полиметаллический рудный узел (2.0.6. Pb, Zn, Au, Ag) D	
	Уйменский ванадий-титан-молибден-медно-золоторудный потенциальный узел (2.0.7. Au, Cu, Mo, Ti, V) C₁, D	
	Клыкский золоторудный узел (2.0.8. Au) PZ₁	P ₃ – 7 т P ₂ – 2 т
	Потенциальная Абаканская ртутнорудная зона (2.0.9. Hg) MZ₁	
	Потенциальный Сумультинский золото-медно-урановорудный узел (2.0.10. U, Cu, Au) D, MZ₁	
	Курайская серебро-золото-ртутнорудная зона (2.0.11. Hg, Au, Ag) MZ₁	P ₃ Au – 60 т
	Чибит-Актуринский медно-золоторудный узел (2.0.12. Au, Cu) PZ₂₋₃	
	Потенциальный Сокпанды-Чичкетерекский флюорит-серебряно-золоторудный узел (2.0.13. Au, Ag, fl) V–PZ₁, MZ₁	
3. Fe, Au, Mo, Be (PZ₂, MZ₁). Западно-Саянская редкометалльно-золото-железо		
	Прителецкий редкометалльный рудный узел (3.0.1. Be, Li, Ta) MZ₁?	
	Верхнеабаканский железорудный район (3.1. Fe) PZ₂	P ₃ Fe(руды) – 1500 млн т

По результатам работ	Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации
торудная минерагеническая область		
P ₃ Au – 79,2 т	+P ₃ Au – 79,2 т	
P ₃ Au – 45 т	+P ₃ Au – 45 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Mn (руда)- 9,8 млн т	P ₃ Mn – 15 млн т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 52,5 т	+P ₃ Au – 52,5 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 94,8 т	+ P ₃ Au 57,8	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Pb – 1170 тыс. т P ₃ Zn – 1105 тыс. т	+P ₃ Pb – 1170 тыс. т +P ₃ Zn – 1105 тыс. т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 156 т	+P ₃ Au – 156 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 64,5 т	+P ₃ Au – 55,5 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ U – 52 т P ₃ Au – 93,6 т	+P ₃ U – 52 т +P ₃ Au – 93,6 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 60 т P ₃ Hg – 2340 т	+P ₃ Au – 60 т +P ₃ Hg – 2340 т	Поисковые работы, первая очередь
P ₃ Au – 52,5 т	+P ₃ Au – 52,5 т	Поисковые работы, вторая очередь
P ₃ Au – 93 т P ₃ fl – 10,8 млн т	+P ₃ Au – 93 т +P ₃ fl – 10,8 млн т	Поисковые работы, первая очередь
рудная минерагеническая область		
		Территория Алтайского заповедника
P ₃ Fe(руды) – 24,3 млн т		ГМК-200

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям
		На начало работ
	Волковско-Ярышкольский железорудный узел (3.0.21. Fe) PZ_2	P_3 Fe(руды) – 1100 млн т
	Потенциальный Атуркольский золоторудный узел (3.0.2. Au) PZ_1, MZ_1	P_2 Au – 8,6 т
4. Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, U (V–C₁ (?), MZ₁) Хархиринско-Центральноту и комплексным эпитермаьным оруденением)		
	Потенциальная Каргинская медно-никель-кобальтовая рудная зона (4.0.1. Co, Ni, Cu) MZ_1	
	Сарыгиматейская полиметаллическая рудная зона (4.0.2. Pb, Zn) V–C ₁ (?)	
5. Fe, Mn, Sc, Co, Au (PZ₂₋₃, MZ₁ (?)) Коргоно-Терехтинская золото-скандий-ко		
	Холзуно-Белорецкий золото-скандий-кобальт-марганцево-железорудный район (5.1.. Fe, Mn, Co, Sc, Au) (PZ ₂₋₃ , MZ ₁ (?))	
	Кумирский золото-редкоземельно-скандиевый рудный узел (5.1.1. Sc, TR, Au) (PZ ₂₋₃ , MZ ₁ (?))	P_2 Au – 2,8 т P_3 Au – 10 т
	Холзуно-Коксинский марганцево-железорудный узел (5.1.2. Fe Mn) (PZ ₂₋₃ , MZ ₁ (?))	P_1 Mn – 20 млн т P_2 Mn – 30 млн т P_1 Fe – 309 млн т P_2 Fe – 137 млн т
6. Ag, Sb, Bi, Co, W, Mo, Cu, Au, fl (PZ₃–MZ₁ (?)) Улгий-Юстыдская многомета		
	Тошанский золоторудный узел (6.0.1. Au) D_{2-3}, MZ_1	P_3 Au – 60 т
	Юстыдский молибден-редкометалльно-сереброрудный (многометалльный) рудный узел (6.0.2. Ag, Sb, Bi, Co, W, Mo, fl) (PZ ₃ –MZ ₁)	P_3 Ag – 13800 т P_3 Cu – 305 тыс. т P_3 Co –
7. W, Mo, Ta, Li, Cu, Fe (MZ₁, PZ₂) Монголо-Алтайская железо-медь-редкоме		
	Чиндагатуйский железо-медь-редкометалльно-вольфрамоворудный район (7.1. W, Mo, Ta, Li, Cu, Fe) (MZ ₁)	
	Алахинский редкометалльный рудный узел (7.1.1. Ta, Li) (MZ ₁)	P_2 Ta ₂ O ₅ – 18,6 тыс. т
	Джудалинский редкометалльно-вольфрамоворудный узел (7.1.3. W, Mo, Be, Cu) (MZ ₁)	

Продолжение прил. 1

По результатам работ	Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации
		Поисковые работы, вторая очередь
$P_3 Au - 82,5 \text{ т}$	$+P_3 Au - 82,5 \text{ т}$ $-P_2 Au - 8,6 \text{ т}$	Поисковые работы, вторая очередь
винская многометалльная минерагеническая зона (с полиметаллическим		
$P_3 Cu - 336 \text{ т}$		Поисковые работы, вторая очередь
		Поисковые работы, первая очередь
бальт-марганцево-железорудная минерагеническая зона		
		Поисковые работы на марганец, золото
$P_3 Au - 81 \text{ т}$	$+P_3 Au - 81 \text{ т}$	Поисковые работы, первая очередь
$P_3 Mn - 81 \text{ млн т}$	$+P_3 Mn - 81 \text{ млн т}$	Поисковые работы, первая очередь
$P_3 Fe - 88 \text{ млн т}$	$+P_3 Fe - 88 \text{ млн т}$	
льнная минерагеническая зона с комплексным эпitherмальным оруденением		
$P_3 Au - 60 \text{ т}$	$+P_3 Au - 60 \text{ т}$	Поисковые работы, первая очередь
$P_3 Ag - 13800 \text{ т}$ $P_3 Cu - 305 \text{ тыс. т}$ $P_3 Co -$		Поисковые работы, первая очередь
гально-вольфрамоворудная минерагеническая область		
		ГМК-200, первая очередь
$P_2 Ta_2O_5 - 3,7 \text{ тыс. т}$ $P_3 Mo - 24 \text{ тыс. т}$ $P_3 WO_3 - 150 \text{ тыс. т}$	$-P_2 Ta_2O_5 - 14,9 \text{ тыс. т}$	Поисковые работы, первая очередь
$P_3 WO_3 - 100 \text{ тыс. т}$		Поисковые работы, первая очередь

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям
		На начало работ
	Калгутинский медно-редкометалльно-молибден-вольфрамоворудный узел (7.1.3. W, Mo, Be, Cu) (MZ ₁)	P ₂ WO ₃ – 40 тыс. т P ₁ Mo – 147 тыс. т – P ₂ Mo – 872 тыс. т
	Ховдинско-Калгутинский железорудный узел (7.1.4. Fe) D ₁	
	Потенциальный Тархатинский ураново-золоторудный узел (7.0.1. Au, U) PZ ₃ –MZ ₁	
	Уландрыкский спекулярит-серебро-медно-вольфрамовый рудный узел (7.0.2. W, Cu, Ag, Fe) PZ ₃ –MZ ₁	

Окончание прил. 1

По результатам работ	Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации
$P_3 WO_3 - 150$ тыс. т	$+P_3 WO_3 - 110$ тыс. т	Поисковые работы, первая очередь
$P_{1-2} Fe - 1869$ млн т		—
$P_3 Au - 117,5$ т		Поисковые работы, вторая очередь
$P_3 Cu - 274$ тыс. т P_3 Спекулярит-100 млн т		ГСП-200, Первая очередь

**Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации,
показанных на карте полезных ископаемых листа М-45
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**
(Коренные месторождения: МК – крупные, МС – средние,
ММ – малые, П – проявления, ПМ – пункты минерализации,
МИ – минеральные источники, ТИ – термальные воды;
промышленная освоенность (после знака дробь): Э – эксплуатируемые,
О – отработанные)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Уголь бурый			
III-5-37	МК	Талду-Дюргунское	635
III-5-28	ММ	Чаган-Узунское	500
III-5-40	ММ	Кош-Агачское	500
III-6-15	П	Верхне-Каргинское	76
Уголь каменный			
I-4-24	ММ	Пыжинское	369
III-4-30	ММ	Курайское	500
III-5-32	ММ	Аржанское	486
I-5-13	П	Девенское	157
I-5-14	П	Беркойринское 1 и 2	157
Железо			
I-5-11	МК	Волковское	599
III-1-6	МК	Холзунское	625, 658
I-5-1	ММ	Кызырсугское	599
I-5-7	ММ	Сабирзяновское	599
II-1-13	ММ	Тимофеевское	589
III-1-1	ММ	Коксинское III	626
III-1-2	ММ	Коксинское II	626
III-5-29	ММ	Кокоринское	500
IV-5-10	ММ	Красногорское	575
I-5-12	МС	Ярьшкольское	599
III-4-11	МС	Кубадринское	500
V-5-1	МС	Калгутинское	531
V-5-2	МС	Водопадное	531
I-2-40	П	Верх-Устюбинское	645

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-2-8	П	Айское	517
I-5-2	П	Мало-Абаканское	599
II-1-12	П	Пятак	589
II-3-4	П	Бостальское	559
II-4-15	П	Куруюльское	
II-4-16	П	Туркая II	
II-6-16	П	Чоон-Хемское	106
II-4-17	ПМ	Турагайское II	74
III-1-4	П	Коксинское I	673
IV-6-27	П	Кызылташтыгское	
V-4-3	П	Аргамджинское	160
I-3-18	ПМ	Река Сейка	413
I-3-21	ПМ	Река Тушкенек	413
I-3-24	ПМ	Река Верхняя Ынырга	413
I-4-6	ПМ	Сюра	468
I-5-5	ПМ	Одердон	
II-3-9	ПМ	Едиганское	
II-6-1	ПМ	Карахольское	106
III-6-21	ПМ	Лево-Белатрское 1	76
III-6-22	ПМ	Право-Белатрское 2	76
III-6-7	ПМ	Ак-Оюкское 1	76
III-6-9	ПМ	Кари-Оюкское 1	76
Марганец			
III-1-5	МС	Прозрачное	
I-3-11	П	Гора Сугул	413
I-3-27	П	Бирюлинское	413
IV-6-23	П	Мало-Шибетинское	567
I-3-1	ПМ	Сафроновский	373, 413
I-3-2	ПМ	Гора Колбашка	413
I-3-3	ПМ	Рч. Кужинка, кл. Пановского Лога	373, 413
I-3-6	ПМ	Улалинский участок	413
II-1-29	ПМ	Выше-Кедровское	616
Титан, железо			
I-3-35	П	Салганакское	413

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Хром			
I-2-16	П	Каянчинское	Авт. мат-лы
I-2-43	П	Кыркылинское	519
III-3-22	П	Нижне-Катандинское	473
Вольфрам			
IV-5-20	МК	Урзайсайское	667
I-1-13	ММ	Дмитриевское	548
I-1-14	ММ	Осиновское	548
I-1-16	ММ	Верх-Белокурихинское	548
I-1-56	ММ	Токаревское	580
I-2-13	ММ	Батунковское	548
I-2-9	ММ	Осокинское	548
IV-3-3	ММ	Коккольское	656
IV-3-7	ММ	Чиндагатуйское	656
IV-4-16	ММ	Джулаю	622
IV-4-29	ММ	Калгутинское	667
IV-5-31	ММ	Южно-Калгутинское	531
I-1-22	П	Никольское	548
I-1-69	П	Арыхское	599
I-6-2	П	Арыхское	599
III-2-21	П	Средний приток р. Проездная Мута	523
III-3-18	П	Река Чиндек	473
III-5-1	П	Малый Улаган	496
III-5-4	П	Правый борт р. Башкауз	496
III-6-20	П	Бугузунское	515
III-6-29	П	Таштоузекское	
III-6-30	П	Оленджуларское	641
IV-3-5	П	Гремящий Кар	656
IV-4-13	П	Акбулакское	663
IV-4-14	П	Самаха	309
IV-4-19	П	Исток р. Кужуртубулак	650
IV-4-21	П	Верховье р. Мунгайты	531
IV-4-22	П	Кара-Саз	650
IV-4-26	П	Садакбай	531
IV-4-28	П	Караалахинское	663

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-4-30	П	Аргамджинское	531
IV-4-31	П	Торбернитовое	526
IV-4-6	П	Карагемское	157
IV-5-27	П	Жумалинское	531
IV-5-30	П	Участок Западные Калгуты	531
IV-6-15	П	Барбургазинское	483
IV-6-17	П	Кара-Оюк	
IV-6-24	П	Верхнебогутинское	575
IV-6-4	П	Вершина горы Монгун-Тайга и верховье р. Цузуту-Сай	673
IV-6-21	ПМ	Юстыдское	575
Кобальт			
IV-6-13	МК	Каракульское	637
II-1-10	ММ	Владимировское	589
IV-4-5	ММ	Карагемское	160
II-4-33	П	Коккая	496
III-5-2	П	Ручей Кобальтовый	496
III-6-11	П	Джулукульское	76
III-6-6	П	Ак-Оюкское	76
IV-4-4	П	Джело	160
IV-6-19	П	Коккуль I, II	575
IV-6-20	П	Коккуль	575
IV-6-22	П	Светлое	575
IV-6-8	П	Верхний Курузек	641
III-6-31	ПМ	Алты-Гиматинское	76
IV-4-1	ПМ	Верхне-Карагемское I	160
IV-4-2	ПМ	Верхне-Карагемское III	160
Медь			
I-3-36	ММ	Кульбичское	413
I-6-7	ММ	Мунгашское	
III-4-22	ММ	Чибитское	637
IV-6-13	ММ	Каракульское	
IV-6-28	ММ	Уландрыкское	575
I-3-57	П	Руч. Абаш	413
I-4-19	П	Верх-Колычакское	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-4-2	П	Чеченек	548
I-5-10	П	Козтринское	157
I-6-10	П	Карагачское	
I-6-13	П	Карахольское	106
I-6-8	П	Неизв.	
II-1-30	П	Шаный	661
II-1-4	П	Река Марчета	661
II-2-11	П	Кыргысты—Черная Речка	543
II-2-9	П	Сарнинское	543
II-3-1	П	Чемальское	42
II-4-18	П	Верхне-Кызылтобракское	74
II-4-25	П	Левый борт р.Аспатты	496
II-4-28	П	Левый борт Чибилу	496
II-4-30	П	Река Кумалыр	496
II-4-4	П	Некрасовское	549
II-5-2	П	Брошконское	211
II-5-5	П	Река Копгол	495
II-6-13	П	Кызыл-Кочко	106
II-6-2	П	Оругское	106
II-6-4	П	Нижнехонделенское	106
II-6-5	П	Аныяк-Оругское	106
III-2-10	П	Среднее течение р. Большая Терехта	615
III-2-11	П	Юстик	249
III-2-3	П	Булухтинское	249
III-2-4	П	Участок Большое Яломанское	615
III-3-2	П	Река Большой Ильгумень	473
III-3-20	П	Река Чиндек	473
III-3-24	П	Правобережье р. Малый Яломан	473
III-3-27	П	Тургундинское	473
III-3-9	П	Верх-Карасу (1)	473
III-4-1	П	Участок Туралу	523
III-5-11	П	Сырой Тыдтугем	500
III-5-9	П	Бертозек	500
III-6-10	П	Джулукульское	
III-6-3	П	Окглу-Оюкское	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-4-7	П	Басычарекское	
IV-5-17	П	Левобережное	575
IV-5-18	П	Акбульское	531
IV-5-22	П	Чалгаусайское	575
IV-5-24	П	Музды-Булак	667
IV-5-32	П	Кызыл-Кизельское	516
IV-5-4	П	Участок Зимний	575
IV-5-6	П	Левобережье р. Бураты	575
IV-5-7	П	Северо-западнее проявления Красногорского	575
V-4-2	П	Музды-Булакское	160
V-4-4	П	Верхне-Бухгарминское	160
I-5-3	ПМ	Левая Кайла	
I-5-9	ПМ	Кельжанатское	157
II-2-10	ПМ	Река Дукей	543
II-2-8	ПМ	Верховье р. Дукей	543
II-3-3	ПМ	Абаш	487
II-4-14	ПМ	Пулунское	74
II-4-23	ПМ	Верхнетускульское	74
II-4-9	ПМ	Перевальное	549
II-5-4	ПМ	Правый борт р. Чулышман	496
III-3-14	ПМ	Левобережье р. Малый Яломан	473
III-3-15	ПМ	Река Малый Яломан	473
III-3-4	ПМ	Правобережье р. Малый Ильгумень	473
III-6-1	ПМ	Рудная точка	
III-6-12	ПМ	Каат-Тайгинское 1	76
III-6-13	ПМ	Каат-Тайгинское 2	76
III-6-14	ПМ	Каат-Тайгинское 3	76
III-6-16	ПМ	Кындыктыкульское	76
III-6-2	ПМ	Чурекское	76
III-6-26	ПМ	Белатрское в устье р. Белатр	76
III-6-4	ПМ	Узунхемское 3	76
III-6-5	ПМ	Ак-Оюкское	76
III-6-8	ПМ	Узунхемское 1	76
IV-4-29	ПМ	Участок Аккольский	160
IV-5-13	ПМ	Ирбисту	160

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Молибден			
IV-3-1	ММ	Аккемское	656
I-6-6	П	Неизв.	
II-1-1	П	Верхне-Щебетинское	661
II-2-4	П	Верховье р.Песчаной	543
II-6-11	П	Хоолашское проявление	106
II-6-14	П	Сюрбюзунское	106
II-6-3	П	Перевальное	549
II-6-6	П	Мало-Хемчинское	
III-2-23	П	Холодно-Гольцевское	249
III-2-24	П	Сугашское	249
III-6-32	П	Таштоузекское III	
IV-3-2	П	Кураганское	656
IV-3-4	П	Орочаганское	656
IV-4-23	П	Каракунгей	649
IV-4-27	П	Киин-Булакское	160
IV-4-32	П	Озерное	160
IV-6-1	П	Вершина горы Мунгун-Тайга	673
IV-6-5	П	Монгунтайгинское	673
IV-6-6	П	Восточный склон р.Эрен Карагач	673
IV-6-7	П	Асхатинское	
V-4-1	П	Мокуртай-Булакское	160
I-6-4	ПМ	Кызыл-Кузунсукское II	
I-6-5	ПМ	Караташское	
II-6-7	ПМ	Белозерское	
Никель			
I-1-20	П	Гора Колпачек	547
II-4-21	ПМ	Джундукское	76
Ртуть			
III-4-23	МК	Акташское	637
III-4-21	ММ	Западное	637
III-4-24	ММ	Курайское	500
III-4-25	ММ	Таджилинское	500
III-4-29	ММ	Килекту	500
III-5-38	ММ	Красногорское	500

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-5-39	ММ	Чуйское	500
III-5-25	МС	Чаган-Узунское	633
I-1-18	П	Шипуниха	231, 624
I-2-29	П	Лог Ночной	671
I-2-33	П	Кл. Тесный	548
II-1-23	П	Карасукское	661
II-6-17	П	Чон-Хемское	106
III-2-5	П	Чернушка	615
III-2-8	П	Чибитский участок	648
III-3-3	П	Чакыр-Чак	473
III-3-8	П	Тойлюарт	473
III-4-12	П	Чейбек-Кольское	500
III-4-14	П	Бельгебашское	
III-4-16	П	Айгулак	637
III-4-17	П	Кысхыш-Тубекское	637
III-4-20	П	Кубадринское	500
III-4-26	П	Тюте	499
III-4-31	П	Машей	637
III-4-35	П	Ленточка	637
III-4-4	П	Джирала	637
III-4-5	П	Чичерлю	637
III-4-6	П	Есконго	637
III-5-13	П	Тыдтугемское	500
III-5-19	П	Северо-Западное	637
III-5-44	П	Кызкыноор	637
IV-6-10	П	Джилкидал	637
		Ртуть, золото	
I-2-23	ММ	Новое	672
I-2-32	ММ	Сухонькое	670
I-2-39	ММ	Черемшанское	548, 570
		Ртуть, сурьма	
II-1-6	ММ	Козульское	661
		Свинец, цинк	
I-2-57	ММ	Ильинское	570
II-2-5	ММ	Ширгайтинское	595

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-2-1	ММ	Урсульское Центральное	249
III-2-9	ММ	Верхнекастахтинское	249
III-5-41	ММ	Кызылчин	637
I-3-10	П	Ключ Кварцевый	505
I-3-40	П	Саганы-Кылайское	413
II-2-13	П	Шлатерско-Урсульское	230
II-3-14	П	Козлыюкское	42
II-4-24	П	Кызыл-Артское	74
II-6-9	П	Мешкенкульское	106
III-2-7	П	Верхнестеректинское	249
III-3-16	П	Большое Яломанское	473
III-3-17	П	Истоки р. Верх-Катанды	473
III-3-19	П	Сульфидный участок	473
III-3-21	П	IV поисковый участок	473
III-3-5	П	Ильгуменский	473
III-4-3	П	Колчан-Тайга	637
III-4-37	П	Корумду	637
III-4-38	П	Тютинское	500
III-5-26	П	Участок Северо-Западный	637
III-6-23	П	Белатрское, в долине р. Белатр	673
III-6-25	П	Сарыгиматейское	673
IV-6-25	П	Атчолдугское	
IV-6-26	П	Богуты	575
IV-6-3	П	Верховье р. Цузуту-Сай	673
IV-6-9	П	Хадынбашское	
I-3-43	ПМ	Кылайское	413
I-6-1	ПМ	Уюкское	
I-6-3	ПМ	Кызыл-Кузунсукское I	
II-6-18	ПМ	Рудная точка	
III-6-17	ПМ	Тылгоюкское	
Бериллий			
I-1-12	ММ	Курановское	231, 547
I-1-69	ММ	Казандинское	580, 231
I-1-10	П	Руч. Крутенький	231, 547
I-1-71	П	Кашперова Яма	580, 231

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-72	П	Огневая Яма	231
I-4-22	П	Тузуктинское	453
I-4-23	П	Челюшское	453
I-4-25	П	Верхне-Челюшское	
I-4-26	П	Кыгинское	
II-1-3	П	Каракольское	
II-1-5	П	Плесовчихинское	
IV-6-11	П	Асхатин	632
Монацит			
I-1-11	PM	Река Черновая	
I-1-8	PM	Река Сычевка	
Редкие земли, ниобий, уран			
I-2-6	П	Даниловское	
III-4-39	П	Эдельвейс	637
Скандий, торий, уран			
II-1-15	MM	Кумирское	
II-1-14	П	Кумирское-II	661
Тантал, литий			
IV-3-6	МК	Алахинское	656
Тантал, ниобий			
I-1-5	П	Руч. Сухой	231
I-2-6	П	Даниловское	231
Золото			
I-1-47	MM	Баяниха	231
I-1-52	MM	Лог №26	231
I-3-38	MM	Оюкское	413
I-3-13	MC	Синюхинское	413
IV-4-7	П	Басычарекское	160
I-1-1	П	Камышенское	230
I-1-17	П	Березовское	231
I-1-21	П	Палкин Лог	230, 231
I-1-34	П	Солонешенское-1	
I-1-36	П	Солонешенское-1	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-35	П	Водораздел верховьев рек Дрезговитная—Быстрая	231
I-1-41	П	Глиняное	678
I-1-45	П	Сухая Грива	231
I-1-48	П	Чертова Яма	231
I-1-49	П	Чертова Грива	231
I-1-50	П	Рыбный Лог № 1	541, 231
I-1-51	П	Рыбный Лог № 2	541231
I-1-60	П	Прямое	580, 231
I-1-62	П	Потайнухинское	580, 231
I-1-65	П	Куртачихинское	580, 231
I-1-67	П	Участок Вершинный	580, 231
I-1-70	П	Кл. Сухой	231
I-2-25	П	Участок Конторский	570
I-2-27	П	Баранчинское	
I-2-31	П	Баранчинский	570, 549
I-2-44	П	Чепошское	570
I-2-48	П	Барангольское	570
I-3-13	П	Синюхинское	
I-3-14	П	Чир	413
I-3-15	П	Ашпанакское	413
I-3-25	П	Участок Карым	413
I-3-28	П	Бирюлинское	413
I-3-30	П	Токшуюк	413
I-3-42	П	Саганы	414
I-3-50	П	Восточный Карасу	413
I-3-53	П	Сурдин № 5	413
I-4-12	П	Чуря	501
I-4-17	П	Колычак	501
I-4-7	П	Терегеч	548
II-1-16	П	Архиповское-I	661
II-1-19	П	Тулугушта	Авт. мат-лы
II-1-22	П	Красноярское	501, 586
II-1-8	П	Казинихинское	589
II-1-9	П	Казинихинское	630

Продолжение прил. 2

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-2-15	П	Река Улюта	230
II-2-6	П	Верхне-Кудатинское	596
II-5-8	П	Оз. Коккель	497
III-3-1	П	Чике-Таманское	Авт. мат-лы
III-4-19	П	Река Акташ	500
III-4-27	П	Река Мены	500
III-4-34	П	Актуру	463, 500
III-5-12	П	Тыдтугемское	Авт. мат-лы
III-5-14	П	Руч. Сокпанду	500
III-5-17	П	Верховье р.Узуноук	500
III-5-21	П	Западно-Янтерекское	500
III-5-23	П	Река Кокоря, верховье	500
III-5-24	П	Тожом	500
III-5-27	П	Сарьююк	500
III-5-33	П	Тошан	637
III-5-34	П	Чичкетерекское	500
III-5-5	П	Атбаши	496
IV-2-1	П	Большереченское	308
IV-4-7	П	Басычарекское	
IV-4-17	П	Нижне-Ильдегемское	622
IV-4-24	П	Аккольское	531
IV-4-25	П	Участок Садакбай	531
IV-5-23	П	Аюту	675
IV-5-25	П	Участок Профсоюзный	531
IV-5-3	П	Нижний Елангаш	650
IV-5-8	П	Елангашское	650
IV-6-15	П	Барбургазинское	
I-3-26	ПМ	Караторбок	
I-3-34	ПМ	Река Ярунду	413
I-3-48	ПМ	Западное Карагу	413
III-3-11	ПМ	Аккая	473
III-3-13	ПМ	Инское	473
IV-4-18	ПМ	Бугумуюс	622
I-1-2	РМ	Река Солоновка	230, 231
I-1-26	РМ	Река Быстрая	231

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-27	PM	Река Тишка	230, 231
I-1-31	PM	Руч. Куягашек	231, 652
I-1-37	PM	Река Язевка	230, 231
I-1-38	PM	Река Дрезговитная	231
I-1-42	PM	Река Ануй (ниже устья р. Дрезговитная)	231, 652
I-1-53	PM	Река Карама	676
I-1-54	PM	Черновой Ануй	580
I-1-55	PM	Река Ануй (нижний участок)	231
I-1-57	PM	Участок Медвежий	231
I-1-61	PM	Река Курчажная	580
I-1-63	PM	Река Куртачиха	580
I-1-64	PM	Река Прямая	231
I-1-66	PM	Река Башелак	580
I-1-68	PM	Река Ануй (верхний участок)	231
I-2-10	PM	Река Сумульта	570
I-2-17	PM	Река Большая Шемиловка	230, 570
I-2-18	PM	Нижнекаянчинская	570, 645
I-2-20	PM	Река Сосновка	230, 570
I-2-21	PM	Река Устюба	230, 570
I-2-28	PM	Река Баранча	611
I-2-30	PM	Река Николаевка	611
I-2-49	PM	Река Булухта	230, 570
I-2-54	PM	Река Узнезя	570
I-2-55	PM	Река Улус-Черга	570
I-2-60	PM	Река Крешта	570
I-2-62	PM	Река Верх-Черга	570
I-2-64	PM	Река Чергушка	570
I-3-16	PM	Сейское	413
I-3-17	PM	Верх. Ыныргинское	413
I-3-19	PM	Ашпанакское	413
I-3-22	PM	Второй Аксар	413
I-3-23	PM	Первый Аксар	413
I-3-33	PM	Частинское	413
I-3-37	PM	Юзелинское	413

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-3-4	РМ	Югалинское	413
I-3-41	РМ	Куюмское	413
I-3-46	РМ	Каракольское	413
I-3-47	РМ	Элекмонарское	413
I-3-49	РМ	Ишмеш	413
I-3-5	РМ	Куманакское	413
I-4-1	РМ	Река Тулой	373
I-4-10	РМ	Средний Кайнач	373
I-4-13	РМ	Река Чуря	548
I-4-15	РМ	Река Калтач	548
I-4-16	РМ	Река Кольчак	533
I-4-3	РМ	Река Чуйка	373
I-4-4	РМ	Река Бийка	533
II-1-18	РМ	Река Кумир	661
II-1-20	РМ	Река Березовка	661
II-1-21	РМ	Река Щебноха	661
II-1-24	РМ	Река Красноярка	589
II-1-28	РМ	Река Кытма	589
II-4-19	РМ	Аксагызканская	548
II-4-26	РМ	Река Башкауc (ниже руч. Чибилю)	487
II-4-27	РМ	Река Башкауc	487
II-4-29	РМ	Река Башкауc	487
II-4-31	РМ	Река Башкауc (у устья рч. Терехту)	487
II-4-32	РМ	Река Башкауc	487
III-2-16	РМ	Река Катунь (в районе с. Кайтанак)	523
III-2-20	РМ	Река Катунь (против устья руч. Тикелю)	534
III-2-22	РМ	Малая Язевка	518
Серебро			
I-1-36	ММ	Солонешенское-2	630
III-5-45	ММ	Коксаирское	500
IV-5-19	ММ	Чаганбургазинское	575
IV-6-18	ММ	Озерное	
IV-6-2	ММ	Янтау	637
I-1-19	П	Лысухинское	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-33	П	Солонешенское-3	
I-1-34	П	Солонешенское-1	630
I-1-36	П	Солонешенское-2	
I-1-44	П	Ануйский прииск-1	230
I-1-9	П	Верх-Березовское	230
I-2-26	П	Ерусалимское	570
II-2-12	П	Теньгинское	230
II-3-15	П	Улютинское	42
II-4-1	П	Шлатерско-Чулышманское	74
II-5-6	П	Улаганское	211
II-6-15	П	Сайгоньшское	
III-3-10	П	Верх-Карасу (2)	
III-3-6	П	Ильдугемский	473
III-3-7	П	Большетеректинское	473
III-4-36	П	Куркурек	
III-5-18	П	Крест	500
III-5-42	П	Отсалар-II	500
III-5-43	П	Отсалар I	500
III-6-24	П	Могун-Буренская 1	76
III-6-27	П	Аккаялу-Озек	622
III-6-28	П	Могун-Буренское 2	76
III-6-33	П	Дюкское	622
IV-6-12	П	Нижний Курузек	
IV-6-14	П	Чибитка	
IV-6-16	П	Пограничное	
III-6-18	ПМ	Каракемско-Буйлюкемское	
Уран			
II-1-15	ММ	Кумирское	589
III-6-29	П	Таштоузекское	682
II-1-3	П	Каракольское	682
I-1-6	П	Ульяновское	680
I-1-7	П	Искровское	680
I-2-34	П	Сарасинский участок	Авт. мат-лы
I-2-35	П	Правый борт р. Сараса	570

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-2-37	П	Участок Волчий	570
I-3-43	П	Кылайское	
I-6-12	П	Янтау	681
II-1-13	П	Каракольское	
II-1-25	П	Спартак	682
II-4-10	П	Сумульгинское	550
II-4-13	П	Карасазканское	550
II-4-2	П	Грозное	550
II-4-20	П	Кызыл-Тобрак	681
II-4-22	П	Тонгошское	681
II-4-6	П	Северо-Айрыкское	550
II-4-7	П	Айрыкское	550
II-4-8	П	Верхнеуйменское	543
II-6-10	П	Малохемчикское	682
II-6-12	П	Кварцитовое	682
III-6-19	П	Ак-Кульское	682
III-6-29	П	Таштоузекское	
IV-5-8	П	Елангашское	
IV-5-11	П	Елангашское	683
IV-5-12	П	Буратинское	681
IV-5-21	П	Черногорское	575
II-1-11	ПМ	Куминское	682
II-1-17	ПМ	Марчелинское	682
II-1-22	ПМ	Красноярское	
II-1-26	ПМ	Рыбное	681
II-2-14	ПМ	Ело	680
II-4-12	ПМ	Проездное	682
II-4-3	ПМ	Учальское	682
II-4-5	ПМ	Чебдар	682
III-2-6	ПМ	Тюгурюк	682
III-5-10	ПМ	Ильдугемское	682
III-5-35	ПМ	Талды-Дюргун	682
IV-4-15	ПМ	Чиктинское	682
IV-5-3	ПМ	Нижний Елангаш	
IV-5-16	ПМ	Аксайское	682
IV-5-26	ПМ	Саржемагинское	683

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Кварц оптический			
III-3-12	ММ	Инское	473
I-5-4	П	Мало-Абаканское	157
I-5-8	П	Чибитское	157
IV-4-12	П	Река Акбулак	160
IV-4-3	П	Верховье р. Каиндыодру нижняя	160
II-5-1	ПМ	Сайгонышское	211
II-5-3	ПМ	Керек-Таульское	211
III-4-28	ПМ	В левобережье верховьев р. Модорлу	
III-4-32	ПМ	Шавлинское	540
IV-4-20	ПМ	Ильдугемское	622
IV-5-5	ПМ	Левый борт долины руч. Елангаш	484
IV-5-9	ПМ	Правый борт долины руч. Ирбисту	484
Барит			
I-4-14	П	Гора Чуря	Авт. мат-лы
I-4-18	П	Сороту	Авт. мат-лы
I-4-9	П	Качан	Авт. мат-лы
IV-5-14	П	Долина р.Тары	484
Флюорит			
I-1-58	П	Елиновский участок	231
I-1-59	П	Аскатинский участок	231
I-2-22	П	Сарасинское	231
I-3-29	П	Корчугановское	413
I-3-7	П	Сильковское	413
I-6-11	П	Верхнечеханское	
I-6-9	П	Кулогашское	
II-1-27	П	Мендурсоккон-I	661
II-3-2	П	Карабель	487
II-3-6	П	Каяс	487
II-4-24	П	Кызыл-Артское	
III-4-3	П	Колчан-Тайга	
III-2-2	П	Гора Нижняя Шибе	648
III-4-33	П	Каракабакское	540
III-5-22	П	Янтерекское	500
III-5-30	П	Верхнеарыджанское	500, 637

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-5-31	П	Южно-Калтугинское	
		Воластонит	
I-3-13	МК	Синюхинское	
I-2-2	ММ	Айское	501, 517
I-2-12	П	Устюбинское	Авт. мат-лы
II-1-2	П	Талицкое	661
III-4-34	П	Актуру	
III-5-31	П	Верхнеаккаинское	463, 500
		Кианит	
I-2-38	ММ	Чаустиинское	570
		Камни точильные	
III-1-7	ММ	Красноярское	249
		Асбест хризотилловый	
II-4-11	П	Суукское	74
II-5-9	П	Правый приток р. Карамеш	496
III-2-17	П	Кайтанакское1	249
III-2-18	П	Батунское	249
III-2-19	П	Кайтанакское2	249
III-3-25	П	Казнахтинское	473
III-3-23	ПМ	Восточно-Арасканское	473
		Графит	
I-2-41	МС	Катунское	570
III-2-13	П	Терехтинский участок	249
		Магнезит	
I-2-5	ММ	Айское	570
		Мусковит	
I-4-20	ММ	Кокши	373
III-4-7	ММ	Тонгулакское	500
IV-4-10	П	Ойлу	160
IV-4-11	П	Коперты-Булак	160
IV-4-8	П	Узунгир-Дара	160
IV-4-9	П	Кусембай-Дара	160

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Тальк			
I-2-42	П	Верховья рч. Краскова	570
I-5-15	П	Водораздел р. Узун-Кара-Су и истоков р. Кыгы	157
Нефрит			
III-3-28	П	Балтырганское	473
Оникс мраморный			
III-5-20	П	Караайры	Авт. мат-лы
III-5-36	П	Красная Горка	Авт. мат-лы
Стихтит			
III-3-26	П	Казнахтинский участок	473
Яшмы			
II-1-7	МС	Коргонское	661
I-2-58	П	Река Верх. Черга	570
Гранит			
I-2-3	ММ	Горы Мохнатой	570
III-5-3	ММ	В верховьях р. Атбаши	496
Гранодиорит			
I-3-54	МК	Верх-Элекмонарское	413
I-2-11	ММ	Рыбалкинское, г. Озерной	570
Кварцевые диориты			
I-3-52	МК	Руч. Казахта	487
I-3-56	МК	Толгаекское	487
Магнезит			
I-2-5	ММ	Айское	570
Мрамор			
I-3-39	МК	Чилю	487
I-1-23	ММ	Карповское	231
I-1-39	ММ	Солонешенское	231
I-3-20	ММ	Пларт	548
I-3-44	ММ	Кыралои	487
I-3-55	ММ	Аккаинское	487

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-2-12	ММ	Пос. Юстик	249
III-2-15	ММ	Верх-Уймонское	249
III-2-25	ММ	Река Текелю	249
II-3-13	МС	Ороктойское	487
		Песок	
I-2-24	МК	Манжерокское	570
		Песчано-гравийный материал	
II-3-7	МК	Река Катунь № 8	486
		Порфиновый базальт	
I-2-1	МК	Нижнеприторское	562
		Туфы	
II-3-8	МК	Месторождение № 9	486
		Фельзит	
I-3-45	МС	Угул-Кьлайское	486
		Кварцит	
II-3-11	МК	Эдиганское	486
I-3-9	ММ	Сугульское	413
II-2-2	ММ	Апшияхтинское	664
		Спекулярит	
IV-5-15	ММ	Рудный Лог	575
		Минеральные воды (t 20–70 °С)	
I-5-6	И	Аржан-Сугский	599
IV-5-28	И	Теплый Ключ	667
		Термальные радоновые воды	
I-1-4	МК	Белокурихинское	680
II-6-8	И	Шивелигское	106

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>С. И. Федак, С. П. Шокальский</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>С. И. Федак</i>	13
Рифейская система	13
Вендская система	15
Вендская система—кембрийская система, нижний отдел	15
Кембрийская система, нижний отдел	22
Кембрийская система, нижний—средний отделы	33
Кембрийская система, средний отдел	33
Кембрийская система, средний—верхний отделы	36
Кембрийская система, средний отдел—ордовикская система, нижний отдел ..	39
Ордовикская система, нижний отдел	42
Ордовикская система, нижний, средний отделы	44
Ордовикская система, нижний—верхний отделы	46
Ордовикская система, средний отдел—силурийская система, нижний отдел ..	51
Ордовикская система, верхний отдел—силурийская система	54
Силурийская система, нижний отдел	55
Силурийская система, нижний—верхний отделы	59
Силурийская система, верхний отдел	61
Силурийская система—девонская система	63
Девонская система, нижний отдел	64
Девонская система, нижний—средний отделы	85
Девонская система, средний отдел	90
Девонская система, средний—верхний отделы	96
Девонская система, верхний отдел	104
Девонская система, верхний отдел—каменноугольная система, нижний отдел	106
Каменноугольная система	107
Триасовая система, верхний отдел—юрская система, нижний отдел	111
Меловая система. <i>С. П. Шокальский</i>	113
Меловая система, верхний отдел—палеогеновая система, эоцен. <i>Г. Г. Русанов</i> .	114
Палеогеновая система, палеоцен — четвертичная система, эоплейстоцен. <i>(Г. Г. Русанов)</i>	116
Палеогеновая система, олигоцен — четвертичная система, эоплейстоцен. <i>Г. Г. Русанов</i>	123
Четвертичная система. <i>Г. Г. Русанов</i>	125
Голоцен. <i>Г. Г. Русанов</i>	133
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ. <i>Ю. А. Туркин, С. П. Шокальский</i>	135
Позднерифейско-раннепалеозойские магматические образования	135
Среднепалеозойские магматические образования	150
Позднепалеозойско-мезозойские магматические образования	197
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ. <i>Ю. А. Туркин, С. П. Шокальский</i>	226
ТЕКТОНИКА. <i>Ю. А. Туркин, С. П. Шокальский</i>	249

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Ю. А. Туркин</i>	294
Океанический этап (R_3-E_1)	294
Островодужный этап (E_1-O_1)	296
Пассивно-окраинно-континентальный этап (O_1-D_1)	301
Активно-окраинно-континентальный этап (D_1-D_3)	303
Коллизионный и постколлизионный этапы (C_1-J)	306
Внутриконтинентальный этап ($K-Q$)	308
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Г. Г. Русанов</i>	310
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>А. И. Гусев, С. П. Шокальский</i>	321
Горючие ископаемые	321
Металлические ископаемые	325
Неметаллические ископаемые	416
Подземные воды	439
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>А. И. Гусев</i>	440
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Е. М. Леонтьева</i>	476
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>Б. А. Борисов, Г. М. Беляев</i> ..	485
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Ю. А. Туркин, С. И. Федак</i>	507
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	512
Приложение 1. Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты листа М-45 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов (к справке оценки прогнозно-по- исковой эффективности работ	538
Приложение 2. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерали- зации	546

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Серия Алтай-Саянская
Лист М-45 – Горно-Алтайск
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 30.11.2011. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 35,5 + 8 вкл. Уч.-изд. л. 50. Тираж 150 экз.
Заказ 81011006

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153