

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Горно-Алтайская
Лист М-44-III (Новоогорьевское)

МОСКВА
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Управление по недропользованию по Алтайскому краю
(Алтайнедра)
Открытое акционерное общество «Горно-Алтайская экспедиция»
(ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Горно-Алтайская

Лист М-44-III (Новоогорьевское)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.15)
ББК 26
Г72

Авторы

С. И. Федак, Ю. А. Туркин, П. Ф. Селин, Г. Г. Русанов, Г. А. Поважук

Редактор *В. М. Исаков*

Рецензенты

Н. И. Гусев

канд. геол.-минерал. наук **Б. А. Борисов**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист М-44-III (Новоогорьевское). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / С. И. Федак, Ю. А. Туркин, П. Ф. Селин и др.; Минприроды России, Роснедра, Алтайнедра, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (1,28 Гб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-350-9 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-351-6**

Территория листа М-44-III расположена в северо-западной части Обь-Зайсанской складчатой системы, где охватывает фрагменты Рудно-Алтайской, Иртышской шовной, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон. В объяснительной записке освещены вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники, металлогении. Значительное внимание уделено характеристике полезных ископаемых и закономерностям их размещения. Дана прогнозная оценка перспектив района. Охарактеризованы геоморфологические, гидрогеологические и эколого-геологические условия территории. Используются результаты геологических, геофизических, геохимических, разведочных, поисковых, тематических и научно-исследовательских работ, проведенных до 2011 г. Комплект включает карты: геологическую, домеловых образований, мел–четвертичных образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, дополнительные карты и схемы масштаба 1 : 500 000, составленные в среде ArcView, и сопровождается базами данных.

Для специалистов организаций-недропользователей, органов управления недропользованием, научных работников и студентов геологических специальностей.

Табл. 2, илл. 13, список лит. 197 назв., прил. 11.

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.15)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 24 мая 2011 г.

ISBN 978-5-93761-350-9 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-351-6

© Роснедра, 2019
© ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», 2011
© Коллектив авторов и редакторов, 2011
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	9
СТРАТИГРАФИЯ	13
МАГМАТИЗМ.....	40
МЕТАМОРФИЗМ	59
ТЕКТОНИКА	64
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	83
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	87
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	94
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	111
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	123
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	130
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	132
<i>Приложение 1.</i> Список крупных (МК), средних (МС) и малых (ММ) месторождений полезных ископаемых, показанных на карте мел–четвертичных образований листа М-44-III..	140
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО), геофизических аномалий (ГА), показанных на карте полезных ископаемых листа М-44-III Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	142
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), первичных геохимических ореолов (ПГХО), гидрохимических ореолов (ГДХО), показанных на карте мел–четвертичных образований листа М-44-III.....	153
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, показанных на карте полезных ископаемых листа М-44-III.....	159
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа М-44-III	160
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа М-44-III Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	161
<i>Приложение 7.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе М-44-III.....	162
<i>Приложение 8.</i> Список скважин, показанных на геологической карте, и петротипов, показанных на геологической карте домеловых образований листа М-44-III	163
<i>Приложение 9.</i> Список скважин, показанных на карте мел–четвертичных образований листа М-44-III.....	169
<i>Приложение 10.</i> Физические свойства горных пород листа М-44-III	175
<i>Приложение 11.</i> Химический состав магматических и метаморфических пород.....	177

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-44-III (Новоогорьевское) площадью 5 132 км² по административному делению входит в Угловский, Волчихинский, Новоогорьевский и Рубцовский районы Алтайского края. В геологическом плане лист относится к районам двухъярусного строения. Нижний структурный ярус (палеозойско–юрский фундамент) расположен в северо-западной части Обь-Зайсанской складчатой системы и охватывает фрагменты Рудно-Алтайской, Иртышской, Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон (рис. 1); верхний (мел–кайнозойский чехол) – сложен прибрежными и континентальными отложениями юго-восточного фрагмента Кулундинской впадины и Предалтайской возвышенной равнины.

Рельеф площади в северной части равнинный слабохолмистый, в южной – грядово-холмистый с относительными превышениями 30–90 м. На космических и аэрофотоснимках любого масштаба отчетливо выделяются параллельные продолговатые гряды северо-восточного простирания (поверхности эоловых бугристо-грядовых песков позднеплейстоцен–голоценового возраста) шириной до 16–20 км, поросшие сосновым ленточным бором. Гряды и холмы разделены узкими понижениями и неглубокими ложинами с цепочками мелких озер, очевидно наследующих систему разломов северо-восточного простирания. Вершины холмов плоские, округлые, крутизной 1–3°. Вершины гряд узкие или куполообразные, склоны достигают крутизны 10–15°. Понижения между холмами и грядами (замкнутые дефляционные котловины, суффозионные западины) заняты озерами или болотами. Грунты на грядах и холмах песчаные, супесчаные и глинистые, в понижениях – солончаковые.

Гидрография – озера, площадью 0,1–10 км², с пологими берегами, преимущественно соленые, горько-соленые, частично или полностью пересыхающие, глубиной 1–3 м, а также обычно проходимые болота глубиной до 1 м. Наиболее крупные водоемы озера Горькое-Перешеечное, Горькое, Бычье, пресные озера Валовое и Белое. Замерзают озера и болота в ноябре, вскрываются в апреле, толщина льда до 1 м. Климат района резко континентальный. Зима (ноябрь–март) холодная, малоснежная. Морозы сильные и устойчивые (от –18 до –21 °С), в суровые зимы до –51 °С. Снежный покров устанавливается в середине ноября и достигает толщины 0,3 м. Лето (июнь–август) жаркое и сухое. Дневная температура в самом теплом месяце (июле) достигает 25–27 °С, редко – до 40 °С. Среднегодовое количество осадков 300–400 мм. Господствующее направление ветров юго-западное.

Растительность на большей части площади лесная (сосновый бор с густым подлеском), в Узкой и Алейской степях – степная (попынно-типчаково-ковыльные степи), в значительной мере уничтожена в результате сельскохозяйственного освоения земель, которые заняты, большей частью, зерновыми культурами; по болотам и озерам произрастают камыши и тростник. Животный мир характерен для лесостепного и степного ландшафтов и представлен, в основном, мелкими формами млекопитающих – суслики (основная пища степного орла), лисы, зайцы; изредка встречаются косули, волки, в сосновом бору проживают лоси, белки и ежи, по озерам во множестве развелась ондатра (завезена в район в 1930-х годах из Канады), также последние изобилуют рыбой и раками (завезены сюда в середине прошлого века из Краснодарского края). Разнообразен мир птиц, среди которого отмечаются такие редкие и исчезающие виды как степной орел, журавль-красавка, дрофа, савка, ходулочник, шилоклювка; по озерам во множестве проживают утки, цапли и чайки, а в бору – глухари.

Население составляет около 30 тыс. человек, занято в сельском хозяйстве (земледелие, животноводство). Населенные пункты сельского типа. Наиболее крупные – районные центры Угловское (4 000 жителей) и Новоогорьевское (5 500 жителей), остальные – имеют число жителей от 60 до 1 600. Села соединены между собой дорогами с асфальтовым и гравийным покрытием. В южной части листа находится насыпь разобранной железной дороги, а в юго-западном углу – Магистральный канал Алейской оросительной системы.

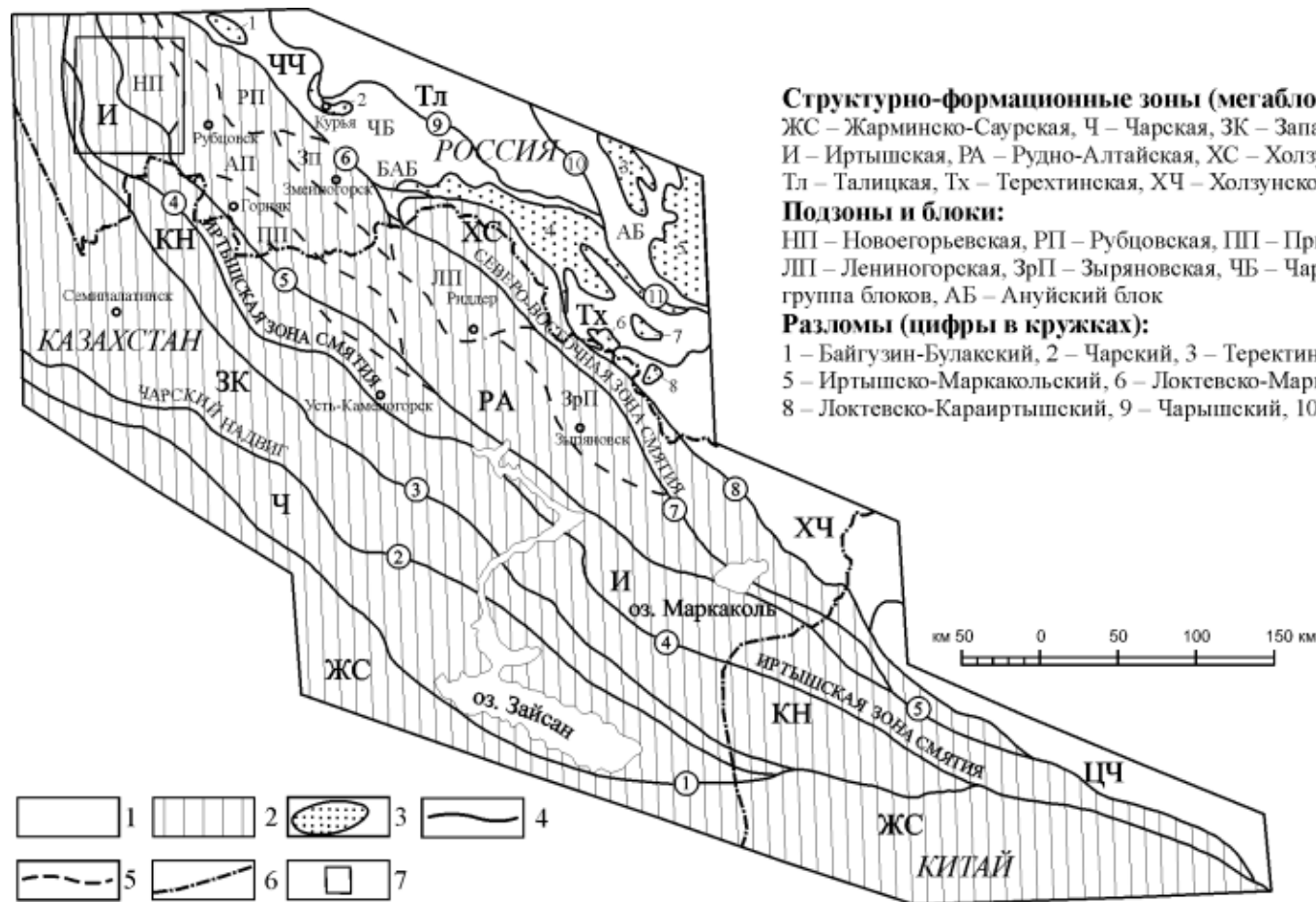


Рис. 1. Обзорная схема районирования геологических структур Большого Алтая и прилегающих районов Горного Алтая.

Составлена с использованием материалов Г. Н. Щербы, Б. А. Дьячкова и др. [12].

1 – каледонские структуры Алтае-Саянской складчатой области; 2 – герцинские структуры Обь-Зайсанской складчатой области; 3 – наложенные прогибы на каледонском основании Алтае-Саянской складчатой области: 1 – Солоньевский, 2 – Новофирсовский и Курья-Акимовский, 3 – Куяганский, 4 – Коргонский, 5 – Онгудайский, 6 – Быстринский, 7 – Амурский, 8 – Бируксинский; 4 – границы структурно-формационных зон и наложенных прогибов; 5 – границы подзон и структурно самостоятельных блоков; 6 – государственные границы; 7 – контур площади листа М-44-III.

Эколого-геологическая обстановка на площади листа благоприятная для проживания населения.

Как уже отмечалось выше, площадь имеет сложное двухъярусное геологическое строение, при этом образования палеозойско-юрского фундамента повсеместно перекрыты мощным (до 500 м) чехлом рыхлых мел-кайнозойских отложений. В связи с чем, одними из основных и наиболее эффективных методов для решения поставленных геологических задач при составлении комплекта геологических карт по листу являлись данные поисково-картировочного бурения и геофизические исследования. Геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 охвачена юго-восточная часть листа, что составляет 31 % от его площади. Здесь буровые работы проведены по достаточно плотной сети, расстояние между буровыми профилями составляет 1–3 км, скважинами – 0,5–1 км. Шубинская и Новоогорьевская перспективные полиметаллические площади разбурены по сети применительно к масштабу 1 : 10 000. Остальная часть района изучена редкой сетью буровых профилей и одиночными опорными скважинами. Вся площадь покрыта ГР масштаба 1 : 200 000, АМС масштаба 1 : 25 000 и высокоточной АМС масштаба 1 : 200 000. Площадь обеспечена черно-белыми АФС масштабов 1 : 100 000 – 100 % и 1 : 25 000 – 1 : 10 000 – 75 %. Категория дешифрируемости отложений чехла удовлетворительная. При работе использована дистанционная основа Orthorectified Landsat Thematic Mapper Mosaics.

Работы по составлению комплекта Госгеолкарты-200 листа М-44-III выполнялись с III квартала 2007 г. по II квартал 2011 г. включительно. При подготовке комплекта карт по листу в качестве исходных материалов в полной мере использованы данные разномасштабных геологосъемочных и поисковых работ прежних лет, полученные большим коллективом геологов. Впервые среднемасштабное геологическое картирование рассматриваемого района было проведено в 1962–1967 гг. геологами ЗСГУ А. Ф. Щигревым, Д. А. Жевагиным и Ю. В. Куропаткиным. Крупномасштабная геологическая съемка на площади проводилась в 1973–1979 гг. также сотрудниками ЗСГУ В. М. Рыбораком, В. Н. Шокуровой и Ж. Н. Чайко.

В процессе составления геологической карты проводились картировочное бурение (25 скважин глубиной от 104 до 423 м, общим объемом 6 309,7 м³), маршрутные наблюдения (84 км) и гидрогеологическое опробование (взято 14 проб) с целью доизучения структурно-вещественных комплексов палеозойского фундамента и мезо-кайнозойских образований чехла, уточнения на новой геологической основе границ и площадей металлогенических зон, рудных узлов, перспективных на обнаружение промышленно значимых месторождений полиметаллов, меди, золота, серебра, урана и других полезных ископаемых. При подготовке карт получены и учтены новые данные по геологическому строению района, как собственные, так и других исследователей, уточнена степень перспективности рудных объектов и структур на различные виды полезных ископаемых.

Определения окаменелостей выполнены: к. г.-м. н. Г. М. Татьяниным, д. г.-м. н. В. М. Подобиной, к. г.-м. н. Т. Г. Ксеновой, С. Н. Бабенко, Д. Е. Луневой, к. г.-м. н. А. В. Шпанским (Томский Государственный университет); И. И. Тетериной (Кузбасская педагогическая академия, г. Новокузнецк). Силикатный рентгено-флуоресцентный метод (аналитики: Н. М. Глухова, А. Н. Торьяник), количественный спектральный метод ICP-MS (аналитик к. х. н. И. В. Николаева), микрозондовый (аналитик к. г.-м. н. Н. С. Карманов) и радиоуглеродный (аналитик к. г.-м. н. Л. А. Орлова) анализы выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); полуколичественные спектральные и спектрохимические анализы (аналитики Е. Д. Повитухина, Г. Д. Павловский) – в аналитико-технологическом испытательном центре ОАО «НГПЭ» (г. Новосибирск); рентгеноспектральный анализ (аналитики: В. С. Яковчук, В. С. Петренко, С. К. Ершов), химический (аналитик К. Н. Шевченко) и лазерно-люминесцентный анализ водных проб (аналитик Л. П. Горшкова), полуколичественный спектральный анализ сухих остатков водных проб (аналитик И. Г. Филипчук) – в аналитической лаборатории СФ «Березовгеология» (г. Новосибирск); химический (аналитики: Т. Н. Воропаева, Н. Н. Земцова) и рентгеноструктурный (аналитик Г. М. Тираков) анализы – в лаборатории ОАО «Западно-Сибирский испытательный Центр» (г. Новокузнецк); минералогические и литологические исследования (аналитик М. Е. Будникова) в лаборатории ОАО «Горно-Алтайская экспедиция».

Геологическая карта листа составлена С. И. Федаком, Г. Г. Русановым; карта докайнозойских образований – Ю. А. Туркиным, С. И. Федаком, Г. А. Поважук; геологическая карта мел-четвертичных образований – Г. Г. Русановым, П. Ф. Селиным; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения – П. Ф. Селиным, О. И. Милькиной, С. В. Кривчиковой. Оцифровка карт в ArcView GIS 3.2a выполнена А. В. Даниловым, С. В. Кривчиковой, Л. В. Волгапкиной.

Базы данных к комплекту Госгеолкарты-200 в Microsoft Office Access 2003 составлены Ф. Г. Рузаевой, Л. В. Волгапкиной, Л. Ф. Афанасьевой. Участие авторов в написании объясни-

тельной записки отражено в содержании.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1967 году на площади листа М-44-III была проведена **геологическая съемка** масштаба 1 : 200 000 (рис. 2) [196], в результате которой, на основании данных бурения и геофизики, были впервые детально изучены мезо–кайнозойские отложения платформенного чехла и составлена схематическая карта погребенного фундамента. Установлены и расчленены на свиты палеогеновые отложения, изучена их водоносность. Детально расчленены четвертичные отложения, на основе чего была составлена гидрогеологическая карта грунтовых вод первого от поверхности водоносного горизонта и инженерно-геологическая карта. Но вещественный состав отложений докембрия, нижнего палеозоя и девона изучены весьма слабо, взаимоотношения между толщами не охарактеризованы, поэтому обособление их чисто условно.

В 1973–1979 гг. восточная часть листа охвачена работами по **глубинному геологическому картированию** (рис. 2) масштаба 1 : 50 000 [181]. Работы проводились с целью оценки перспектив площади на полиметаллические руды, с широким применением данных глубинного бурения, геофизических, геохимических материалов, дешифрирования. В результате проведенных работ детально охарактеризованы геологические предпосылки и критерии поисков полиметаллических месторождений, решен вопрос о наличии и характере развития структур и геологических формаций рудно-алтайского типа, составлен весь необходимый комплект карт, выделены перспективные участки первой очереди для проведения общих поисков на обнаружение полиметаллического оруденения.

В 1970–1980-х годах проведены **поисковые работы** (рис. 2) масштаба 1 : 25 000 с целью выявления площадей, перспективных на месторождения полиметаллических руд на Угловском участке [172], на восточном фланге Егорьевской структуры (участок Новогорьевский) [179], в пределах Шубинской синклинали (участок Шубинский) [169], с использованием картировочного, детализационного и поисково-структурного бурения скважин в комплексе с геофизическими и геохимическими исследованиями. Проведена детализация выявленных зон гидротермального изменения и полиметаллической минерализации. Работы сопровождалась скважинной геофизикой для уточнения перспектив исследуемых площадей на урановое оруденение. Даны оценки прогнозных ресурсов.

В результате **тематических исследований** (рис. 2) составлена структурно-формационная карта масштаба 1 : 200 000 для расположенных под чехлом северо-западных частей Рудного Алтая и Иртышской зоны смятия, уточнен и обоснован возраст ряда толщ, проведен структурно-формационный анализ метаморфических, осадочно-вулканических, интрузивных комплексов, слагающих домезозойский складчатый фундамент. Даны рекомендации для глубинных поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 с целью доизучения в этом масштабе перспективных площадей Рубцовской структурно-формационной подзоны [167], составлена карта золотосности северо-западной части Рудного Алтая масштаба 1 : 100 000 [177].

Начиная с 1967 г. на площади регулярно проводился большой объем **гидрогеологических исследований** (рис. 2), направленных, в основном, на поиски и разведку подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов, сельскохозяйственных объектов [149, 150, 154, 175, 194] и для орошения колхозных земель [132, 133, 161, 162, 187].

В 1972 г. был издан XVII том «Гидрогеологии СССР» под редакцией М. А. Кузнецовой и О. В. Постниковой [25]. В работе дана исчерпывающая характеристика подземных вод Алтайского края и Кемеровской области применительно к гидрогеологической карте масштаба 1 : 1 000 000 с глубиной изучения разреза до 200–300 м.

В 1980 г. сделана оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, где приведены характеристики водоносных горизонтов и комплексов, составлены погоризонтные карты бассейна [127].

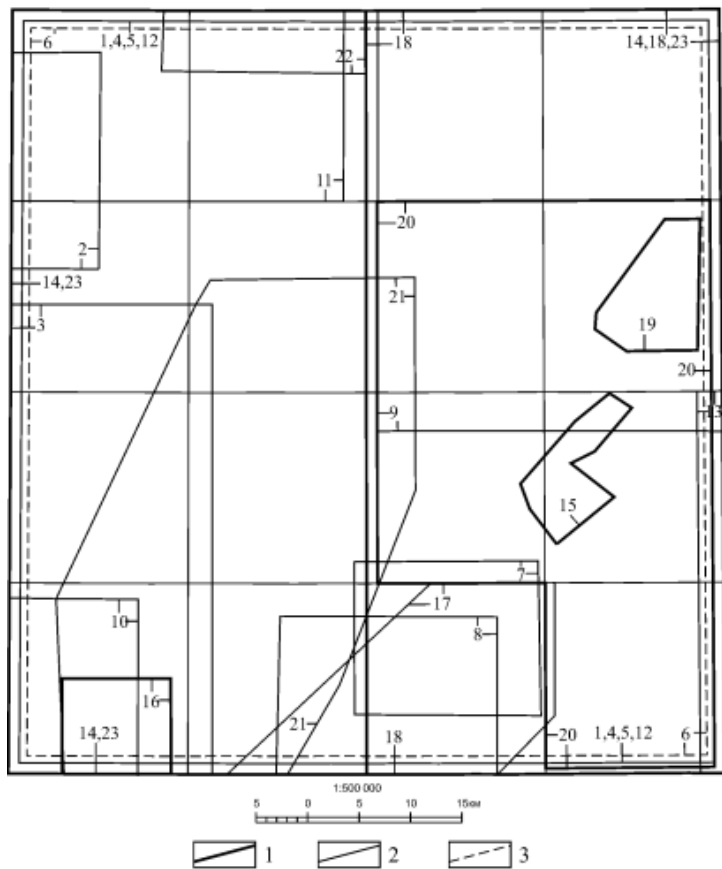


Рис. 2. Картограмма геологической, гидрогеологической и экологической изученности листа М-44-III.

1 – геологические работы; 2 – гидрогеологические работы; 3 – экологические работы.

Номер на картограмме	Автор и год написания отчета	Вид работ	Номенклатура листа, название участка работ, организация-исполнитель
1	Бородавко В.Г., 1980	ТР	М-44-5-Б-В-Г; М-44-17-Б-Г; М-44-18-А,-Б-В,-Г, ОАО «АГГЭ»
2	Васильев А.В., 1979	ОЗ	М-44-5-А,-В, ОАО «АГГЭ»
3	Васильев А.В., 1981	ОЗ	М-44-5-В, М-44-17-А,-В, ОАО «АГГЭ»
4	Жульмина Г.А., 2004	ТР 1:1 000 000	М-44-III, ОГУП ТЦ «Томскгеомониторинг»
5	Карабицина Л.П., 2002	ТР 1:1 000 000	М-44-III, ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»
6	Кац В.Е., 1996	ГЭИК, 1:1 000 000	М-44-III, Экологическая партия «Алтай-Гео»
7	Квасов Б.М., 2004	ПВ	М-44-18-В, ОАО «АГГЭ»
8	Квасов Б.М., 2006	ПВ	М-44-17-Г, 18-В, «АГГЭ»
9	Крестовоздвиженский Ю.М., 1983	ПВ	М-44-6-А,-Б,-В,-Г, ОАО «АГГЭ»
10	Ляшенко П.А., 1978	ОЗ	М-44-17-В, ОАО «АГГЭ»
11	Мамонов М.П., 1989	ОЗ	М-44-5-А, -Б, «Гидроспецгеология»
12	Марченко П.Г., 2002	ТР 1:1 000 000	М-44-III, ОАО «Новосибирскгеология»
13	Мацук А.М., 1991	МЗ	М-44-18-Б-Г, ОАО «АГГЭ»
14	Микунов М.Ф., 1976	ТЕМ, 1:500 000, 1:200 000	М-44-III, ЦНИГРИ
15	Митин А.И., 1987	ППР-25	Шубинский уч-к, Нерудная ГРП
16	Москаленко С.И., 1972	ППР-25	Угловский участок, Кузнецовская партия ЗСГЭ
17	Осьмушкин Б.С., 1967	ПВ	Угловский участок, ОАО «АГГЭ»
18	Половникова Л.М., 2001	ТЕМ, 1:100 000	М-44-6,-18, СЗ часть Рудного Алтая, РАЭ
19	Придухин А.Г., 1983	ППР-25	Новоогорьевский участок, Нерудная ГРП
20	Рыборак В.М., 1979	ГТК-50	М-44-6-В,Г, М-44-18-А,-Б,-Г, Угловская партия ЗСГЭ
21	Токаренко В.Н., 1981	ОЗ	М-44-6-В, ОАО «АГГЭ»
22	Шишов В.И., 1986	ПВ	М-44-5-А, -Б; М-44-5-Б, ОАО «АГГЭ»
23	Щигрев А.Ф., 1967	ГС-200	М-44-III, Угловская партия ЗСГЭ

В 1989–1991 гг. проведены комплексные гидрогеологические и инженерно-геологические съемки для целей мелиорации Алейской оросительной системы [166].

В 2001 г. была разработана гидрогеологическая легенда Омско-Кулундинской подсерии для составления Госгидрогеолкарты-200, выполнено гидрогеологическое районирование территории в масштабе 1 : 1 000 000 [164].

В рамках проекта «Региональное гидрогеологическое, геоэкологическое и геологическое изучение территорий Алтайского края и Республики Алтай» были созданы цифровые модели гидрогеологической и геоэкологической карт масштаба 1 : 1 000 000 территории Алтайского края [145].

В 2003 г. подготовлен комплект материалов, представляющих в компьютерной форме актуализированную версию карты месторождений подземных вод Алтайского края масштаба 1 : 500 000, в которой дана полная и исчерпывающая информация о подземных водах края [141]. На ее основе реализуется возможность систем поиска, прогноза и содержательной обработки информации.

Экологические исследования (рис. 2) на изученной территории целенаправленно проводились лишь в последние полтора десятка лет. В 1991–1996 гг. выполнены геолого-экологические исследования и картографирование масштаба 1 : 1 000 000 территории Алтайского края и Республики Алтай. В результате работ проведена общая оценка экологической ситуации, составлен комплект геоэкологических карт [148].

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Началом геофизических исследований можно считать магнитометрические работы масштаба 1 : 100 000 на листах М-44-5, 17, проведенные в 1952–1954 гг. [130], а в 1958 году – на листе М-44-18 масштаба 1 : 50 000, одновременно с гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 на всей площади [134] (рис. 3). В результате работ сделан вывод о продолжении структур Рудного Алтая на северо-запад – в сторону Кулундинской впадины. С 1961 г. проводились аэромагнитные съемки масштабов 1 : 50 000 [155, 174] и 1 : 25 000 [151].

В 1962–1963 гг. по всей территории были выполнены профильные электроразведочные работы методом ВЭЗ применительно к масштабу 1 : 500 000. Эти работы по отдельным профилям сопровождались гравитационными и магнитными наблюдениями. Кроме этого, было проведено обобщение предыдущих геофизических исследований в помощь геологическому картированию, составлены гравиметрические карты в редукции Буге с $\sigma=2,3$ г/см³, построены сводные карты изомошностей рыхлых отложений и рельефа фундамента [153].

В 1966 г. выполнено тектоническое районирование масштаба 1 : 500 000, составлена карта аномалий Буге масштаба 1 : 1 000 000, намечены перспективные районы для дальнейших геолого-геофизических работ [195]. Лист М-44-17 частично перекрыт электроразведкой методом ВЭЗ в масштабе 1 : 200 000 и по отдельным профилям с шагом 1 км [131].

В 1973 г. и 1974–1976 гг. выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Озерно-Кузнецовском участке [188, 189], построены карты локальных аномалий силы тяжести, выделены площади развития девонских отложений и выделены 3 участка, перспективных на полиметаллическое оруденение.

В 1975 г. по результатам камеральных работ по увязке и преобразованию геофизических полей (гравитационного и магнитного) и с учетом геологических данных составлена прогнозная карта на полиметаллические руды [152]. В 1986 г. проведена переинтерпретация материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 листов М-44-17-Б, В, Г в комплексе с результатами аэромагнитной съемки и учетом данных бурения [183].

В 1981–1988 гг. выполнены работы масштаба 1 : 200 000 электроразведочным методом ВЭЗ, позволившие охарактеризовать мощность рыхлых отложений, их состав [182].

В 1988–1995 гг. проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000, по результатам которой были выделены новые интрузивные массивы, площади развития эффузивных образований девона и контактово-измененных пород различного возраста, прослежены разрывные нарушения [163].

На Озерно-Кузнецовской площади обобщены материалы по физическим свойствам [139].

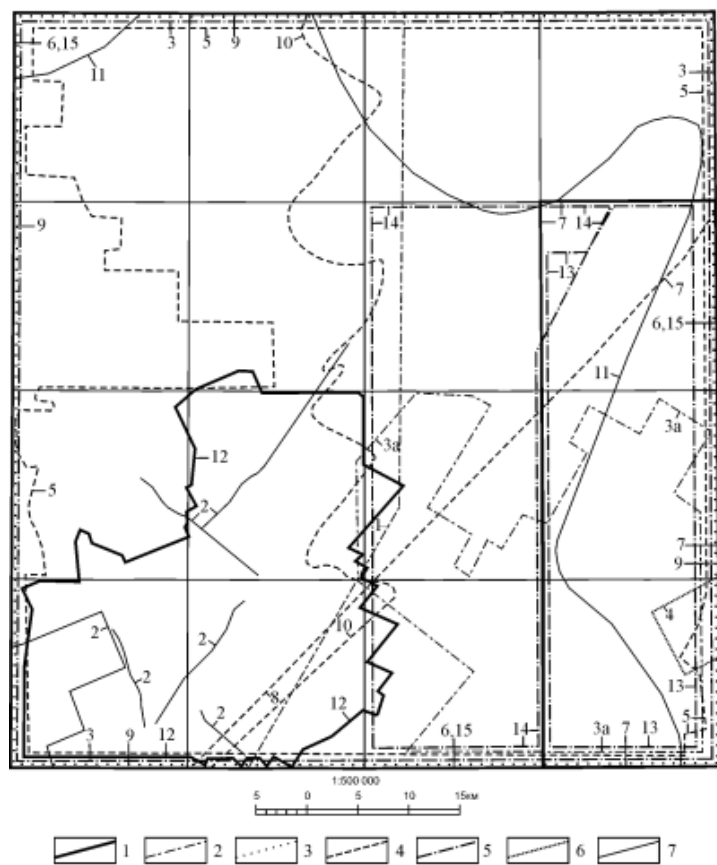


Рис. 3. Картограмма геофизической изученности листа М-44-III.

1 – обобщающие работы и переинтерпретация материалов; 2 – магниторазведка; 3 – аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000; 4 – аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, 1 : 25 000; 5 – гравиразведка; 6–7 – электроразведка (6 – метод вызванной поляризации, 7 – вертикальное электротзондирование).

Номер на картограмме	Автор и год написания отчета	Вид работ	Масштаб работ	Номенклатура листа, участок работ, организация-исполнитель
1	Букалов К.П., 1954	МР	1:100 000	М-44-5, -19, Славгородская геофизическая экспедиция
2	Ванюков В.С., 1967	ВЭЗ	1:200 000, отд. профили	Угловский, Бийско-Барнаульская партия АГЭ
3	Ганжа П.Б., 1959	ГР	1:200 000	М-44-III
3а		МР	1:50 000	
4	Дембицкий Е.М., 1972	ВП	1:50 000	Рубцовский участок, Локтевская партия АГЭ
5	Комаров А.М., 1967	АМС	1:25 000	Кольванский участок, Аэрогеофизическая партия ЦГЭ
6	Кочетков И.А., 1964	ГР (обобщение),	1:1 000 000	М-44-III, Рубцовская партия АГЭ
		МР, ВЭЗ	1:500 000 1:200 000	
7	Кочетков И.А., 1975	ГР, МР (тектонич. районир.)	1:100 000	Рубцовский рудный район Алейская и Катунская партии АГЭ
8	Куприн В.И., 1961	АМС	1:50 000	Рубцовский участок, Аэрогеофизическая партия ЦГЭ
9	Мамонтов Н.Ф., 1996	АМС	1:200 000	М-44-III, Аэрогеофизическая партия ЦГЭ
10	Овчинников А.А., 1963	АМС	1:50 000	Михайловский участок, Аэрогеофизическая партия ЦГЭ
11	Рычков В.М., 1989	ВЭЗ	1:200 000	Ю-в. часть Кулундинской впадины, Бийско-Барнаульская партия АГЭ
12	Смирнов Н.В., 1986	ГР (переинтерпр.)	1:50 000	М-44-17, -Б, -В, -Г, Алейская партия АГЭ
13	Фатин В.И., 1974	ГР	1:50 000	Озерно-Кузнецовский участок, Алейская партия АГЭ
14	Фатин В.И., 1977	ГР	1:50 000	Озерно-Кузнецовский район, (М-44-6-В, 18-А, -В), Алейская партия АГЭ
15	Шлаин М.Я., 1966	ГР (тект. районир.)	1:1 000 000	М-44-III, Горно-Шорская гравиметровая партия ЗСГУ

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листа относится к районам двухъярусного строения. Нижний структурный ярус представлен палеозойско–юрскими образованиями фундамента, которые повсеместно перекрыты чехлом рыхлых мел–кайнозойских отложений мощностью от 70 м в южной части площади, до 500 м – в северной. В строении фундамента принимают участие сложно деформированные стратифицированные палеозойские образования Калба-Нарымской, Иртышской и Рудно-Алтайской СФЗ. Отложения Калба-Нарымской СФЗ имеют незначительное развитие в крайней западной части района и представлены углеродисто-песчаниково-алевролитовой аспидной формацией (такырская серия) позднего девона–раннего карбона. Свыше 90 % Иртышской СФЗ (зоны смятия) занимают меланжево-динамометаморфические образования (степень метаморфизма варьирует от зеленосланцевой низких ступеней до эпидот-амфиболитовой и, локально, амфиболитовой фаций) средне-позднепалеозойского иртышского комплекса, среди которых в отдельных тектонических блоках и пластинах сохраняются относительно слабометаморфизованные известковисто-терригенные моласоидные отложения (орловская свита) раннего–среднего девона. Отложения Рудно-Алтайской СФЗ развиты в восточной части площади и представлены метатерригенными флишоидными отложениями (корбалихинская толща) силура–раннего девона, а также породными ассоциациями осадочно-вулканогенных комплексов девона с вулканитами формации натриевых риолитов и базальт-андезит-риолитовой формации и сосуществующими с ними пестроцветными и сероцветными вулкано-терригенными и карбонатно-терригенными прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями (мельничная, заводская и каменевская свиты). Незначительно развиты среднекаменноугольные и ранне-среднеюрские континентальные моласовые угленосные отложения (малоульбинская и луговская свиты), выполняющие наложенные приразломные впадины. Верхний структурный ярус (чехол) сложен: прибрежно-морскими осадками позднемеловой ганькинской, палеоценовой талицкой, позднепалеоцен–эоценовой люлинворской свит; мел–эоценовыми образованиями кор выветривания, а также континентальными отложениями палеоцен–эоценовой островновской, олигоценовыми атлымской и новомихайловской, позднеолигоцен–раннемиоценовой крутихинской, средне-позднемиоценовой рубцовской и позднемиоценовой павлодарской свит, а также разнообразными в генетическом и фациальном плане осадками квартала. Физические свойства горных пород приведены в приложении 10.

РУДНО-АЛТАЙСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Корбалихинская толща (S–D₁kr) на поверхности фундамента по данным бурения закартирована в центральной части площади, где прослеживается широкой полосой от пос. Волчиха на севере до с. Борисовка на юге, также в виде разновеликих останцов выходит в восточной и юго-восточной частях листа в районах с. Новогорьевское и ур. Турухан. Толща выделена Н. Л. Бубличенко в 1957 г., стратотип расположен в восточной части Алейского поднятия по р. Корбалиха в районе Мельничных Сопок (г. Змеиногорск, лист М-44-XI). На территории Республики Казахстан (РК) корбалихинская толща рассматривается в качестве свиты [96]. Она представляет измененные и метаморфизованные в филлитовой и низах зеленосланцевой фаций метаморфизма глинисто-песчаные отложения типичной флишоидной формации. В ее составе выделяются серые, зелено-серые, зеленые, серо-фиолетовые, фиолетовые и вишневые филлитизированные глинистые сланцы, филлиты, сланцеватые кварц-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые, полимиктовые, иногда известковистые мелко- и среднезернистые ме-

тапесчаники, метаалевролиты, редко маломощные горизонты полимиктовых гравелитов. Основание толщи в районе, как и в Рудном Алтае, в целом, не вскрывается, в свою очередь она трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается породами мельничной свиты нижнего-среднего девона.

На площади листа отложения корбалихинской толщи изучены фрагментарно по многочисленным картировочным скважинам на глубину 20–40 м, редко – до 316 м, в связи с чем, предствительный разрез последней отсутствует. Наиболее мощный фрагмент разреза толщи вскрыт близ восточной рамки листа в осевой части Лебяжинской антиклинали в 2 км южнее с. Новогорьевское скв. 110 [179], где (здесь и далее снизу вверх) залегают:

1. Ритмичное переслаивание зеленых, зелено-серых мелко-среднезернистых песчаников, алевропесчаников с вишневыми, зеленовато-серыми филлитизированными алевролитами и серицит-хлоритовыми сланцами.....	более 84,0 м
2. Темные серо-зеленые мелко-среднезернистые песчаники с редкими тонкими прослоями зеленых и вишневых филлитизированных глинистых сланцев.....	21,0 м
3. Ритмичное переслаивание зелено-серых, зеленых сланцеватых мелко-среднезернистых песчаников с вишневыми и зелено-серыми филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами.....	53,0 м
4. Пестроцветные сланцеватые мелко-среднезернистые песчаники с прослоем вишневых филлитизированных алевролитов.....	21,0 м
5. Ритмичное переслаивание зеленых и вишневых алевролитов с серо-зелеными песчаниками, в средней части – пачка (15 м) вишнево-серых мелкозернистых песчаников.....	73,0 м
6. Вишневые филлитизированные алевролиты.....	23,0 м
7. Ритмичное переслаивание пестроцветных мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.....	56,0 м

Мощность данного фрагмента разреза более 316 м, толщи в целом – более 2 000 м.

По результатам изучения имеющихся данных можно заключить, что разрез толщи характеризуется многопорядковой ритмичностью, выраженной в чередовании ритмичных флишевых (турбидиты) и неритмичных (большой частью сланцевые и алевролитовые) пачек. Ритмичные флишевые пачки имеют мощность от 10 до 40–70 м, сложены переслаивающимися (мощность многослоев 1–15 см, иногда – до 40 см) филлитизированными глинистыми сланцами, филлитами, метаалевролитами, тонко- и мелко-среднезернистыми метапесчаниками. Неритмичные пачки обычно более мощные, сложены сланцами с редкими маломощными (до 0,1–1,0 м) прослоями и линзами метапесчаников и метаалевролитов. Иногда в разрезах наблюдаются отдельные пачки (10–25 м) массивных или градационно-слоистых мелко-среднезернистых, редко – более грубых метапесчаников и маломощные (до 2–3 м) горизонты мелкогравийных гравелитов. Обычно породы тонко рассланцованы с проявлениями плейчатости и гофрировки, пронизаны густой сетью кварцевых, кварцево-карбонатных и карбонатных взаимно пересекающихся жилков. Состав отложений по площади относительно выдержан. Повсеместно толща представлена глинисто-песчаными породами, соотношение зернистых пород к глинистым составляет 3:1–1:1. На многих участках отмечается повышенная известковистость осадков.

В отложениях корбалихинской толщи максимально проявлено площадное развитие низкотемпературных метаморфических преобразований. Степень преобразований (диагенеза и метаморфизма) толщи неравномерна и варьирует от фации аспидных сланцев до филлитовых хлорит-серицитовых сланцев (основной объем преобразований), в зонах приразломного смятия повышаясь до зеленосланцевой фации с появлением в породах актинолита и биотита. Так, в районе с. Чернокоровниково в зоне влияния Иртышско-Маркакольского разлома скв. 43 вскрыты развитые по отложениям корбалихинской толщи альбит-серицит-хлоритовые и кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы со скоплениями железистого карбоната и единичными зернами граната, скв. 168А [181] – кварц-альбит-актинолитовые сланцы, а на юго-востоке площади листа, в зоне приразломного смятия, скв. 7, 8, 9 [181] зафиксировано развитие полосчатых сульфидизированных кварц-альбит-актинолитовых и, менее, кварц-альбит-сланцевых метаморфических сланцев. Характерным для метаморфических преобразований корбалихинской толщи является несоответствие между уровнем метаморфизма и степенью преобразования горных пород (перемежаемость в разрезах метапелитовых серицит-хлоритовых сланцев и метапесчаников) и ограниченность зоны протометаморфизма корбалихинской толщи границей несогласного налегания менее метаморфизованных ранне-среднедевонских отложений, что типично для протометаморфических комплексов складчатых областей [21]. При этом на смежных к югу территориях [30, 31, 190] фиксируется относительно более высокий уровень метаморфизма (в пределах нижней ступени зеленосланцевой фации) в породах нижней пачки корбалихинской толщи и меньшая степень диагенетических (Петрографический кодекс, 2009 г.) и метаморфических преобразований в верхах разреза общей мощностью до 5 000 м, что характерно для зон

начального метаморфизма платформенных областей погружения, предгорных прогибов и окраинных морей [53]. Б. Я. Хоревой и Б. А. Блюманом такие комплексы относятся к первичному геосинклинальному региональному динамогеотермическому метаморфизму или региональному метаморфизму I типа в противовес зональному полифациальному инверсионному (то есть коллизийному) плутоническому региональному метаморфизму II типа [116], то есть в нашем случае – метаморфизму Иртышской зоны смятия. Это подтверждает вывод о том, что нельзя однозначно связывать метаморфизм корбалихинской толщи с коллизийными событиями позднего палеозоя. Более логичным является предположение о формировании метаморфических сланцев корбалихинской толщи на ранней стадии активно-окраинно-континентального этапа при заложении зоны субдукции и усилении кондуктивного теплового потока. Преобразования данного типа в Рудно-Алтайской зоне (корбалихинская толща), вероятнее всего, связаны с формированием в зонах локального сжатия «поп-ап»-структур (поднятий Алейско-Синюшинской подзоны), разделяющих девонские «пулл-апарт»-бассейны с интенсивным вулканизмом и осадконакоплением, а в Иртышской зоне (орловская свита) – с начальным метаморфизмом отложений осадочной террасы и аккреционной призмы (о чем свидетельствует наличие блоков океанических офиолитов) в надсубдукционной зоне в более позднее время.

По данным физических свойств (прил. 10) площадям распространения пород толщи соответствуют относительно повышенные гравитационные поля, на участках интенсивного ороговывания с возрастанием напряженности в 2 раза. Отражение в магнитных полях характеризуется слабой дифференцированностью, значения поля близки к нулевому, в экзоконтактах интрузий отмечается резкое повышение до 500–600 нТл.

По геологическому положению, литологии и возрасту толща отчетливо параллелизуется с метаморфизованными в низах зеленосланцевой фации метаморфизма осадочными образованиями силурийско–раннедевонской заводской свиты залегающей в основании вулканогенно-осадочного разреза девона в пределах Лениногорской и Зырянской подзон (РК), отмечаются лишь незначительные отличия по присутствию в разрезах последней редких горизонтов кремнистых сланцев и пачек метатuffов смешанного состава.

Палеонтологически в районе отложения не охарактеризованы. Юго-западнее на смежных площадях в разрезах толщи в стратотипе (лист М-44-ХI), в районе с. Бондари и г. Мишина (лист М-44-Х) выявлены остатки раннедевонских спор, микрофоссилий и обрывки тканей высших растений [30, 31, 32, 33, 34, 190]. Возраст корбалихинской толщи, в соответствии с серийной легендой, определяется как силур–ранний девон, при этом верхний возрастной предел ее формирования ограничивается ранним эмсом (начало осадконакопления мельничной свиты), нижний – условный.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Мельничная свита ($D_{1-2}mn$) на рассматриваемой площади имеет незначительное развитие и изучена по ряду скважин под кайнозойским чехлом на глубину от 10 до 77 м в центральной части листа в районах сел Кормиха, Борисовка и западнее оз. Горькое, а также в крайнем северо-восточном углу листа. Ее выходы на поверхности палеофундамента структурно приурочены к серии приразломных грабен и грабен-синклиналей. Свита выделена В. Б. Карауловым; стратотип расположен на Мельничных сопках у северо-западной окраины г. Змеиногорск (лист М-44-ХI) [146]. По особенностям литологического состава она подразделяется на две подсвиты: нижнюю вулканогенно-осадочную и верхнюю существенно осадочную с незначительным развитием вулканитов кислого состава. Согласно принятым схемам стратиграфии [95], до последнего времени свита традиционно именовалась как березовская. По ныне принятой региональной стратиграфической схеме Казахстана нижняя подсвита относится к березовской свите (или холотовской), а верхняя – к лосишинской [96], которые наряду с мельничной свитой в целом, при незначительных фациальных отличиях, представляют единый комплекс прибрежно-морских и мелководно-морских (шельфовых) осадков с вулканитами кислого и среднего состава, образующих единый цикл осадконакопления, начинающийся с трансгрессивных существенно псефитово-псаммитовых кластитов и завершающийся пелитово-алевроитовыми кластитами с карбонатами, когда уровень моря достигает максимума. В связи со слабой изученностью опорные разрезы свиты на площади отсутствуют, и отложения показаны нерасчлененными. Свита сложена темно-серыми, серыми, зелено-серыми, зелеными, реже – лилово-серыми, обычно в разной мере известковистыми алевролитами, глинистыми сланцами, разномерными полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, реже – кремнистыми алевро-

литами, отдельными линзовидными горизонтами (0,5–1,0 м) пелитоморфных известняков, пачками гравелитов. Относительно широко развиты вулканические и вулканогенно-осадочные образования, представленные туфопесчаниками, туфогравелитами, пепловыми кристалло- и литокластическими туфами, туффитами, лавобрекчиями и лавами риолитов, дацитов и дациандезитов. Характерна значительная невыдержанность фациального состава, выраженная в частых вариациях по латерали и вертикали гранулометрии осадков, замещениях осадочных пород лавокластическими, пирокласто-осадочными и осадочно-пирокластическими. Как установлено на смежной площади Рубцовского прогиба, свита трансгрессивно с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает на породах корбалихинской толщи и с локальными (местными) размывами перекрывается осадками заводской свиты. Юго-западнее с. Борисовка к отложениям свиты приурочено ряд пунктов колчеданно-полиметаллической и медно-колчеданной минерализации. Мощность мельничной свиты на площади листа оценивается как более 300 м.

Площадям распространения пород свиты отвечают относительно пониженные уровни гравитационного поля, обусловленные средней плотностью пород 2,66 г/см³ (прил. 10). Магнитное поле положительное, слегка дифференцированное, с локальными аномалиями в областях нахождения интрузивных массивов.

Палеонтологические остатки в осадках свиты в районе не установлены, наряду с этим последние нередко присутствуют в ее разрезах на смежных площадях. Наиболее представительный комплекс окаменелостей изучен в стратотипическом разрезе, где надежно датирует отложения свиты эмсом-ранним живетом [31, 33].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Заводская свита (D₂ZV) развита в восточной части площади, выходя в крыльях Шубинско-Новогорьевского прогиба, где вскрыта множеством скважин на глубину до 30–50 м, одиночными – до 200–300 м. Название предложено В. Б. Карауловым [146], в предшествующих стратиграфических схемах в Рубцовском блоке проходила под названием шипуновской свиты [95]. Стратотип расположен на Заводских сопках севернее г. Змеиногорск (лист М-44-XI). В пределах РК ее латеральным возрастным аналогом, по нашему мнению, является таловская свита. Свита состоит из темно-серых (до черных), серых, зеленовато-серых, обычно тонко-, мелкогоризонтально- и волнистослоистых, часто в разной мере известковистых, очень редко глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов, аргиллитов, средне-мелкозернистых (реже более грубых) полевошпатово-кварцевых, кварц-полевошпатовых, иногда полимиктовых песчаников, алевропесчаников, серовато-зеленых, зелено-серых туфоалевролитов, туфопесчаников и, редко, туфогравелитов. Изредка встречаются прослой (1,5–4,5 м) органогенно-обломочных слабоглинистых известняков и маломощные горизонты внутриформационных гравелитов с гравием алевропелитов, песчаников, кремнистых пород и кварца. Нижний контакт свиты в районе не наблюдался, восточнее на смежной площади на контакте с нижележащей мельничной свитой отмечаются размывы и локальные (местные) несогласия, а в пределах восточного крыла Рождественской горст-антиклинали свита с размывом и угловым несогласием залегает на корбалихинской толще [167, 170, 184, 185]. В свою очередь свита без видимого перерыва согласно перекрывается каменевской свитой. На смежной территории РК на границе таловской и каменевской свит фиксируются размывы и локальные несогласия [173].

Наиболее представительные разрезы заводской свиты изучены в северной половине Шубинско-Новогорьевского прогиба. Чисто осадочный фрагмент разреза свиты вскрыт у южной окраины с. Новогорьевское в северо-западном крыле Лебяжинской антиклинали скв. 52 и имеет следующее строение [179]:

1. Серые массивные, участками неяснослоистые мелко-среднезернистые песчаники с рассеянным детритом брахиопод более 26,5 м
2. Ритмичное переслаивание серых песчаников, гравелитов, темно-серых (до черных) алевролитов и аргиллитов с редкой сыпью пирита, халькопирита и рассеянным детритом брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Devonochonetes* sp. Мощности ритмов 3–5 м, с разнозернистыми песчаниками и гравелитами (отмечаются лишь в основаниях наиболее крупных ритмов) в нижней части (1,5–2,9 м) и алевропелитами – в верхней (0,2–2,1 м) 14,2 м
3. Серые, темно-серые углеродисто-известковые аргиллиты и алевролиты с тонкой сыпью пирита, редкими прослоями мелко-среднезернистых песчаников и остатками брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Devonochonetes coronatus* (Hall), *Schellwienella* sp 117,8 м
4. Серые, темно-серые аргиллиты с прослоями известковистых алевролитов с тонкой сыпью пирита, халькопирита и остатками брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Schellwienella umbra-culum giganteum* Ržon., *Sibiratrypa lebedjanica* (Ržon.); в средней части – прослой (3 м) серых глинистых из-

вестняков	88,0 м
5. Переслаивание серых, темно-серых известковистых алевролитов, светло-серых алевропесчаников и мелко-среднезернистых песчаников с детритом брахиопод <i>Sibiratrypa</i> sp.....	38,2 м
6. Глинистая кора выветривания по алевролитам.....	9,8 м

Мощность данного фрагмента разреза более 294,5 м, свиты в целом (по аналогии со смежной восточной частью Рубцовского блока) – 500–800 м.

В 4 км юго-восточнее с. Новогорьевское в осевой части Южно-Егорьевской синклинали под образованиями каменевской свиты скв. 194 был вскрыт существенно вулканосадочный фрагмент разреза свиты, где наблюдалась следующая последовательность слоев [179]:

1. Серо-зеленые, зеленовато-серые туфопесчаники, участками гравелитистые с редкими прослоями туфоалевролитов и аргиллитов	69,2 м
2. Зелено-серые туфоалевролиты с прослоем темно-серых кремнистых аргиллитов	6,6 м
3. Зелено-серые гравелитистые туфопесчаники с редкими прослоями туфоалевролитов	14,3 м
4. Темно-серые аргиллиты с тонкими прослоями зелено-серых туфопесчаников.....	4,6 м
5. Светло-серые, зеленовато-серые органогенно-обломочные известняки с обильными остатками табулят: <i>Thamnopora nicholsoni</i> Frech., <i>T. ex gr. polyforata</i> (Schl.), <i>Scoliopora</i> sp., <i>Coenites</i> sp.; ругоз: <i>Nicholsoniella</i> sp., <i>Neostriophyllum</i> sp., <i>Peneckiella</i> sp.	4,4 м
6. Темно-серые алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями туфоалевролитов.....	15,7 м
7. Зеленовато-серые гравелитистые туфопесчаники	7,2 м
8. Переслаивание темно-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с зелено-серыми среднезернистыми туфопесчаниками	21,3 м
9. Переслаивание серо-зеленых туфопесчаников с темно-серыми алевропелитами	53,3 м
10. Темно-серые алевропелиты с редкими тонкими прослоями туфопесчаников	19,6 м

Мощность свиты по разрезу более 216 м.

Данные разрезы в полной мере характеризуют литолого-фациальный облик свиты в пределах рассматриваемой площади. В целом, ее разрез довольно однообразный и представляет относительно глубоководные шельфовые фации, удаленные от центров вулканизма. Породы свиты являются благоприятной рудовмещающей средой для колчеданно-полиметаллического оруднения. В составе свиты нет аномально магнитных и плотных разностей пород, поэтому на фоне окружающих вулканогенно-осадочных отложений девонского возраста в гравитационном и магнитном полях свита не имеет своих особенностей.

Кроме выше приведенных остатки окаменелостей в полях развития отложений свиты выявлены еще в 6 км северо-западнее от северной окраины с. Новогорьевское за оз. Горькое-Перешеечное по скв. 78г. Последняя вскрыла пачку (более 19,3 м) представленную в нижней части (6,1 м) темно-серыми (до черных) слабоглинистыми органогенно-обломочными известняками с остатками брахиопод: *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Schizophoria* sp., *Retzia* sp.; ругоз: *Nicholsoniella* ex gr. *baschkirica* Soshk. и тонким (0,1 м) прослоем серых мелкозернистых песчаников. В верхней части (10,8 м) залегают темно-серые (до черных) известковистые алевролиты с детритом брахиопод: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Productella* sp., *Schizophoria* sp. и криноидей, в подошве прослой (0,1 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников [181]. В южной части Шубинско-Новогорьевского прогиба у северной окраины с. Борисовка скв. 104 вскрыла пачку (более 31 м) переслаивающихся зеленовато-серых, серых мелко-, среднезернистых песчаников и алевролитов с остатками девонских спор: *Dictyotriletes minor* Naum., *Acanthotriletes spinellosus* Naum., *Stenozonotriletes* sp., *Leiotriletes* sp. [169]. Комплекс бентосной фауны определяет возраст свиты мазаловско-китатским временем позднего живета (зона *Euryspirifer cheehiel*). Относительно зоны *Euryspirifer cheehiel* необходимо отметить следующее, что из живетских отложений юга Сибири и Центральной Азии с 1886 г. и практически до последнего времени определялся и описывался характерный вид брахиопод *Euryspirifer cheehiel* (Koninck), обнаруженный в Китае, а породы, содержащие раковины последних, именовались «чиелевыми слоями», широко известными в геологической литературе. В настоящее время оказалось, что данный вид брахиопод валиден, но характерен для более древних эйфельских отложений Китая. Для обозначения отличных от него живетских сибирских и китайских представителей рода *Euryspirifer* Хоу Хунфей установил новый вид *Euryspirifer pseudocheehiel* (Хоу, 1959). Слои, содержащие вид *Euryspirifer pseudocheehiel*, предложено называть псевдочиелевыми [62]. Учитывая тот момент, что авторы не вправе заниматься ревизией и переименованием определений окаменелостей, в тексте записки оставлены оригинальные заключения палеонтологов.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Каменевская свита (D₂₋₃km) вскрыта многочисленными скважинами на глубину 10–

40 м (одиночными – до 200 м) в восточной части площади, где на поверхности палеофундамента протягивается полосой от с. Петухов Лог на северо-востоке до с. Борисовка на юго-западе, слагая осевую часть Шубинско-Новогорьевского прогиба и ядра синклинальных структур высшего порядка, осложняющих его крылья. Свита установлена В. Н. Даниловичем в 1938 г., стратотип расположен по р. Каменевка в районе восточного борта Николаевского карьера (Золотушинский прогиб Прииртышской подзоны; РК, Шемонаихинский район). По особенностям состава разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. На территории РК свита обычно рассматривается в ранге серии с разделением на нижнюю гериховскую и верхнюю – николаевскую свиты [96, 107], которые являются аналогами нижней и верхней подсвит российской части площади Рудного Алтая. На площади листа предшественниками она выделялась в качестве средне-позднедевонской или позднедевонской давидовской свиты [169, 179, 181]. В связи с недостаточностью материалов отложения каменевской свиты показаны нерасчлененными. Свита без видимого перерыва, согласно залегает на отложениях заводской свиты, верхняя граница – эрозионная (восточнее и южнее на смежных площадях она с локальными размывами перекрывается отложениями снегиревской свиты). Отложения являются благоприятной рудовмещающей средой для многочисленных проявлений полиметаллических руд.

По площади нижняя часть разреза свиты имеет вулканогенно-осадочный состав и представлена большей частью неравномерно переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевролитами и аргиллитами, реже – туффитами и туфами кислого, смешанного и среднего состава, редко – горизонтами обвально-оползневых осадочных брекчий. Изредка в разрезах отмечаются лавокласты и лавы обычно кислого, редко – среднего и основного составов. При этом наиболее часто последние отмечаются в контуре Шубинского палеовулкана. Развитые в этой части разреза алевропелиты в отличие от таковых в нижележащей заводской свите характеризуются широким развитием в разной мере кремнистых разностей и практическим отсутствием известковистых разностей последних [169, 179], что очень характерно для разрезов нижней подсвиты каменевской свиты в пределах смежных районов Рубцовской, Змеиногорской и Прииртышской подзон Рудно-Алтайской СФЗ. В кремнистых алевролитах и аргиллитах, нередко, отчетливо проявлена смешанная органолитовая и крипнокристаллическая структура за счет присутствия большого количества остатков радиолярий (до 25 %). Мощность этой части разреза свиты составляет около 150 м.

Верхняя часть разреза свиты представлена в основном вулканогенными породами кислого, очень редко среднего составов. Распределение вулканогенных обломочных и эффузивных пород по площади неравномерное. В значительной мере лавы и лавокласты наряду с образованиями жерловых и субвулканических фаций участвуют в строении значительно эродированных палеовулканов, закартированных в осевой части Шубинско-Новогорьевского прогиба (Петуховский, Перешеечный и Шубинский палеовулканические аппараты). На удалении от последних количество эффузивных пород в разрезах идет на убыль и, большей частью, здесь развиты разнообломочные пирокластические, осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные образования, неравномерно переслаивающиеся с псаммитово-алевропелитовыми осадками. Наиболее представительный фрагмент разреза верхней части свиты изученный в северной части Шубинской палеовулканической структуры по скв. 40 (расположена в 1,8 км юго-восточнее с. Лебяжье) имеет следующее строение [169]:

1. Переслаивание зеленовато-серых пепловых и гравийных туффитов кислого состава и черных известковистых алевролитов	8,7 м
2. Переслаивание серых, зеленовато-серых разнообломочных кристалло-витро- и литокластических туфов и туффитов кислого состава, туфоалевролитов и алевролитов	37,0 м
3. Серые, светло-серые гравийные туффиты кислого состава	24,8 м
4. Серовато-зеленые, серые гравийные лито-витрокластические туфы кислого состава	22,0 м
5. Серовато-зеленые туфогравелиты	4,5 м
6. Зелено-серые пепловые туффиты кислого состава с примесью гравийного материала	21,5 м
7. Переслаивание серовато-зеленых туфогравелитов, серых и черных туфоалевролитов	16,5 м
8. Зеленовато-серые туфоконгломераты с прослоем (6,3 м) мелкозернистых туфопесчаников в верхней части	53,0 м

Мощность верхней части свиты по разрезу составляет более 188 м, по площади – более 500 м, свиты в целом – более 650 м.

Свита характеризуется значительно изменчивым как по вертикали, так и по латерали литолого-фаціальным типом разреза. При этом осадки нижней части разреза последней очевидно формировались в относительно глубоководных условиях в пределах прогибов и склонов (лептогеосинклинальные трюги), разделявших местные вулканотектонические поднятия, на что указывает литология осадков (широкое развитие алевропелитов и пелагических существенно

кремнистых пород, практическое отсутствие известняковых отложений, присутствие обвальнопользовных брекчий) и комплекс текстурных признаков (ровная тонкая горизонтальная с отчетливыми плоскостями наложения, тонкая градационная, мелкая волнистая и косая типа ряби течений слоистость; участками широкое развитие текстур пластичного течения и оползневых деформаций, отсутствие следов биотурбаций). Существенно вулканогенная верхняя часть разреза свиты представляет собой, большей частью, реликты значительно эродированных палеовулканических построек центрального типа. Среди вулканитов преобладают псаммитовые и псефитовые пирокластические и осадочно-пирокластические породы, указывающие на то, что извержения имели эффузивно-эксплозивный характер (коэффициент эксплозивности по площади более 80 %). В составе тесно ассоциирующих с вулканитами вулканоосадочных и осадочных образований этой части разреза доминируют разнозернистые алевритовые и песчаные, нередко, известковистые породы, широко развиты грубообломочные породы, накопление которых происходило в относительно мелководных условиях на склонах и вершинах разрушающихся палеовулканических поднятий.

Для образований свиты характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических процессов. Типичны окварцевание, серицитизация, менее ярко выражены калишпатизация, альбитизация и пропицитизация. Процессам кислотного выщелачивания чаще подвергнуты туфы и риолитоиды, при этом наиболее типичной разновидностью являются серицитовые микрокварциты и кварц-серицитовые метасоматиты, широко распространенные и на смежных площадях Рудного Алтая, где с ними связано полиметаллическое оруденение. В некоторых случаях (скв. 194) фиксируется развитие полнопроявленных и интенсивно-проявленных кварцсодержащих серицитолитов по алевролитам и туфопесчаникам с формированием высокоглиноземистых и высококалиевых пород ($K_2O=9,44\%$, $Na_2O=0,36\%$ при $SiO_2=59\%$ и $Al_2O_3=19,36\%$) микрозернистой структуры, сохраняющих первичную слоистую текстуру. Гораздо реже, фиксируется развитие по туфопесчаникам калишпатовых и кварц-альбитовых (скв. 114) метасоматитов ($Na_2O=5,58\%$, $K_2O=1\%$ при $SiO_2=74\%$). Пропилитовые гидротермально-метасоматические изменения обычно выражены слабо и умеренно-проявленными метасоматитами (эпипородами по Е. В. Плющеву), в связи с чем диагностируются с трудом.

Породы свиты вмещают значительную часть известных в районе залежей колчеданно-полиметаллических руд района.

Гравитационное поле, в пределах распространения отложений свиты, слабо пониженное, поскольку изменения плотности пород происходит в пределах от 2,58 до 2,78 г/см³ (прил. 10). Магнитное поле слабо мозаичное, с уровнем значений близких к нулевому.

Из окаменелостей в кремнистых алевропелитах свиты, нередко, отмечаются остатки радиоларий, которые к настоящему времени остаются неизученными. Бентосная фауна установлена лишь по скв. 97г (расположена в 1,7 км западнее от южной окраины с. Новогорьевское). Данной скважиной вскрыта пачка (более 25 м) грубопереслаивающихся темно-серых тонкослоистых алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников с рассеянным детритом раннефранских брахиопод *Cyrtospirifer* ex gr. *schelonicus* Nal. [181]. В хорошо изученных в палеонтологическом плане разрезах свиты на смежных площадях в районе междуречья рек Золотуха и Грязнуха близ сел Горюново и Раздольное (лист М-44-Х) и Корбалихинского месторождения (лист М-44-ХI) в составе богатого комплекса окаменелостей определены остатки аммонитов и конодонтов, определяющие возраст свиты в диапазоне поздний живёт-фран, при этом установлена практически непрерывная последовательность конодонтовых ассоциаций от зоны *disparilis* до зоны *rhenana* [33, 138].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Малоульбинская свита (*C₂mi*) слагает небольшой участок (3,7 км²) в юго-восточном углу листа, где ее выходы на поверхности палеофундамента приурочены к крайнему западному фрагменту приразломного грабен-синклинального Новоалександровского прогиба. Стратотип выделен В. П. Нехоросевым в 1939 г. по р. Ульба выше устья р. Малая Ульба (РК). В районе свита вскрыта двумя скважинами под чехлом (49–50 м) рыхлых кайнозойских отложений на глубину 30–43,6 м. Она представлена ритмичным переслаиванием серых, темно-серых и черных, обычно, углистых алевролитов и глинистых сланцев, серых разнозернистых песчаников (по составу соответствуют полимиктовым кварцевым грауваккам и мезомиктовым разностям), прослойками (0,5–2 см) каменных углей и прослоями (до 30 см) гравелитов с окатанным, полуокатанным гравием кварцитов, глинистых сланцев, реже – алевролитов, кислых эффузивов и

известняков. Примесь (до 10 %) гравийного материала отмечается, также, и в грубозернистых разностях песчаников. Взаимоотношения малоульбинской свиты с подстилающими отложениями в районе не установлены, восточнее на смежном листе в пределах основной части Новоалександровского прогиба она с размывом и угловым несогласием залегает на бухтарминской свите (в смежных к югу районах – на разных горизонтах верхнего девона–нижнего карбона) [30, 129, 170]. В свою очередь свита с угловым несогласием перекрывается рыхлыми отложениями кайнозоя.

Фрагментарный разрез свиты по скв. 66 (расположена в 12,3 км юго-восточнее от с. Долино) имеет следующее строение [181]:

1. Серые рассланцованные алевролиты	более 2,5 м
2. Темно-серые углисто-глинистые сланцы	0,6 м
3. Серые средне-крупнозернистые песчаники.....	0,7 м
4. Темно-серые углисто-глинистые сланцы с прослойками (0,5–2 см) каменных углей	7,2 м
5. Серые слабо рассланцованные песчаники.....	0,8 м
6. Черные углисто-глинистые сланцы с редкими прослойками (1,5–2 см) каменных углей	30,8 м
7. Серые среднезернистые песчаники	1,0 м

Мощность данного фрагмента разреза свиты более 43,6 м, в целом по участку оценивается в 200–300 м.

Свита представляет типичные континентальные отложения молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации, которые включают речные, озерные и болотные фации осадков. Породы интенсивно трещиноваты с проявлениями зон рассланцевания и смятия, углы падения рассланцовки от субгоризонтальных до 40°. На смежной площади листа М-44-IV в разрезе свиты выявлено ряд проявлений каменных углей [129].

В физических полях свита своего характерного облика не имеет из-за наличия в своем составе практически немагнитных пород, обладающих плотностью 2,55–2,57 г/см³ (прил. 10).

Палеонтологические остатки в осадках свиты установлены восточнее на смежном листе в центральной части Новоалександровского прогиба, где они по всему разрезу содержат многочисленные остатки флоры, спор и водорослей, характерных для конца раннего (серпуховский век)–среднего карбона [129, 170]. Более полную и точную палеонтологическую характеристику свита имеет юго-западнее на смежных площадях в пределах Орловско-Малоульбинского прогиба (Успенско-Раздольнинская угленосная площадь) [190], с учетом чего ее возраст определяется в объеме башкирского–московского веков среднего карбона. По времени формирования она синхронна казювской и мазуровской свитам Кузбасса.

ИРТЫШСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА (ЗОНА СМЯТИЯ)

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Орловская свита (D_{1-2or}) закартирована одиночными скважинами на глубину до 30–50 м под отложениями кайнозоя мощностью 160–300 м в центральной части площади в районе с. Симоново и юго-западнее с. Мал. Шелковка в контуре двух небольших тектонических пластов, вытянутых вдоль Иртышско-Маркакольского разлома. Стратотип расположен на смежной к югу площади листа М-44-IX в районе пос. Орловка (РК, в 6 км от границы с РФ). Ранее предшественники рассматривали ее в составе нерасчлененных метаморфических образований раннего палеозоя [196] или в составе зеленосланцевых комплексов среднего девона (эйфельская орловская и живетская шипулинская свиты) [181]. Согласно принятой в настоящее время серийной легенды [157], все метаморфические образования Иртышской СФЗ (зоны смятия) рассматриваются в составе средне-позднепалеозойского иртышского метаморфического комплекса, а к орловской свите отнесены отдельные блоки относительно слабо метаморфизованных в пределах филлитовой и низких ступеней зеленосланцевой фаций метаморфизма осадочных пород типичной известковисто-терригенной молассоидной формации. Свита представлена неравномерно переслаивающимися серо-зелеными, зеленовато- и темно-серыми известково-глинистыми, глинистыми метаалевролитами, разнозернистыми кварц-полевошпатовыми метапесчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами и филлитами. Южнее и юго-восточнее на смежных площадях (листы М-44-IX, X) в разрезах свиты присутствуют также отдельные горизонты хлоритизированных глинисто-кремнистых сланцев и мраморизованных известняков [190]. По скв. 21, расположенной в 6,8 км юго-восточнее с. Ракиты южнее Малошелковской

гранитоидной интрузии, породы свиты превращены в темно-серые (до черных) тонкополосчатые, послойно сланцеватые биотит-кварцевые роговики [181]. Контакты свиты повсеместно тектонические, общая мощность более 1 000 м.

Органические остатки в отложениях свиты выявлены юго-западнее на смежной площади в районе оз. Новенькое (лист М-44-Х), где из ее разреза выделены редкие девонские споры [197]. Наиболее представительный комплекс органики из отложений свиты изучен в верховьях р. Шульбинка (РК) и представлен остатками акритарх и спор, которые позволяют определить ее возраст ранним–средним девонем [96, 190].

КАЛБА-НАРЫМСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Такырская серия (D_3-C_1tk) в районе имеет незначительное развитие и прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной до 6 км у западной рамки листа, где вскрыта одиночными скважинами под чехлом 230–304 м мел–кайнозойских отложений на глубину до 37–74 м. Такырская серия в качестве свиты выделена В. П. Нехорошевым в 1935 г. со стратотипом по руч. Такыр (юго-западные отроги Курчумского хребта, РК) [106]; в ранг серии переведена при разработке унифицированных стратиграфических схем Казахстана в 1986 г. с разделением на аблакеткинскую и батпакскую свиты [96]. В рассматриваемом районе она выделяется впервые по аналогии со смежной к югу площадью, куда слагающие ее отложения, которые ранее показывались как нерасчлененные отложения раннего карбона [196], прослеживаются по простиранию [190, 197].

Серию слагают тонко- и мелко переслаивающиеся (слоистость горизонтальная, часто в сочетании с пологоволнистой и волнистой прерывистой, мощность прослоев от 1–3 мм до 10–20 см) черные, темно-серые, серые, реже зеленовато-серые глинистые алевролиты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы и, изредка, прослой полевошпатово-кварцевых алевропесчаников. Породы, обычно, интенсивно рассланцованы, местами превращены в филлитовидные углеродисто-кварцево-слюдистые сланцы и милониты. Отложения, нередко, содержат неравномерно распределенную тонкую сыпь (до 1–2 %), мелкие (0,02–2 мм) линзочки пирита. Взаимоотношения серии с подстилающими и перекрывающими отложениями на площади листа не наблюдались. В опорных разрезах РК (хр. Нарымский и Калбинский) образования серии согласно наращивают разрез среднедевонской кыстав-курчумской свиты и, в свою очередь, они с размывом перекрываются средне-поздневизейскими флишоидами бурабайской (ранее опановской) свиты [12].

В юго-восточном направлении за рамку площади образования серии протягиваются в район с. Наумовка и пос. Бородулиха, и далее в виде уже широкой (15–40 км) полосы до казахстано-китайской границы (р. Алкабек). В ареале своего развития они слагают большую часть стратифицируемых отложений Калба-Нарымской СФЗ. Разрезы серии фациально выдержаны и имеют довольно однородный литологический состав (алевропелиты, с подчиненным развитием мелкопсаммитовой группы пород), все литологические разности обогащены органическим (углистым) веществом. При этом верхняя часть разреза (сопоставляемая с батпакской свитой) существенно алевролитовая. Литология и элементы внутреннего строения серии позволяют относить ее к углеродисто-песчаниково-алевролитовой, аспидной формации. В алевропелитах такырской серии и корах выветривания по ним установлены аномальные содержания золота, меди, цинка и вольфрама. Отложения являются благоприятной вмещающей средой для локализации золото-сульфидного оруденения. Мощность такырской серии на площади листа составляет более 1 000 м.

Площади распространения пород серии соответствует относительное повышение уровня гравитационного поля, но основные поля расположены в зоне градиентов, обусловленных интрузией гранитов калбинского комплекса и приконтактной зоны. Магнитное поле ровное низкоградиентное напряженностью 100 нТл, что обусловлено низкой намагниченностью пород свиты: среднее значение магнитной восприимчивости алевролитов и филлитовидных сланцев составляет порядка $(28–63) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (прил. 10).

В опорных разрезах РК в нижней половине разреза (уровень аблакеткинской свиты) определены споры, характерные для позднего девона; в верхней (уровень батпакской свиты) – соответствующие низам раннего карбона [96]. Возраст серии, с учетом ее положения в разрезе, определяется как поздний девон–ранний (турнейский–низы визейского веков) карбон.

СРОСТИНСКАЯ И НЕНАШЕВСКАЯ ВПАДИНЫ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Луговская свита ($J_{1-2}lg$) закартирована под чехлом (224–290 м) рыхлых кайнозойских отложений в северо-восточной части площади юго-западнее поселков Новогорьевское и Лебязье, севернее с. Сrostы и у южной окраины пос. Лебязье, где они выполняют западные фрагменты Ненашевской и Сrostинской впадин и небольшой прогиб западнее Ненашевской впадины соответственно. Свита выделена В. В. Лишкевичем и др. [159] на левобережье р. Алей ниже по течению от с. Георгиевка (Луговская впадина, лист М-44-Х). Она сложена пестроцветными конгломератами, гравелитами, светло- и темно-серыми, зеленовато-серыми, реже – буровато-коричневыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, редко – пластами и пропластками бурых углей. Доминирующие в ее разрезе конгломераты и гравелиты по составу полимиктовые, обломочный материал разноокатанный, местный, представлен вулканогенными (доминируют риолитоиды), интрузивными (преимущественно биотитовые граниты), осадочными (аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко – известняки девонского облика), метаморфическими (филлитовидные глинистые сланцы, метапесчаники, роговики), кремнистыми породами и кварцем. Песчаники и алевролиты разномерные, по составу варьируют от мезомиктовых до кварцевых, нередко с примесью гравийного и мелкогалечного материала, обломками углистых аргиллитов. Аргиллиты и углистые аргиллиты часто в разной мере песчаные и с примесью мелкого гравийного материала. Отложения нередко содержат обуглившиеся остатки флоры. Угли в составе свиты зафиксированы лишь по скв. 113 в северной части Ненашевской впадины в 2,5 км восточнее пос. Новогорьевское, где они слагают единичный пласт мощностью 1 м [179]. На площади свита с резким угловым несогласием залегает на разных горизонтах нижнего и среднего палеозоя. В основании залегает мощная (15–30 м, участками до 60 м) пачка гравийно- и валунно-галечных конгломератов с прослоями и пачками разномерных песчаников и алевролитов. В свою очередь свита с угловым несогласием перекрывается рыхлыми осадками позднего мела, палеоцен–эоцена или олигоцена.

Относительно детально луговская свита изучена в пределах Ненашевской впадины (в районе наблюдается ее западный фрагмент вытянутый вдоль восточной рамки листа на 21,5 км), где она разбурена многими скважинами. Наиболее представительный разрез свиты (глубина залегания кровли 242 м) вскрыт в северной части впадины скв. 368-г, расположенной в 5,6 км юго-восточнее от пос. Новогорьевское, здесь наблюдается следующая последовательность слоев [171]:

1. Мелко-среднегалечные конгломераты.....	более 0,5 м
2. Серо-коричневые аргиллиты с примесью (до 10 %) грубого песка и мелкого гравия	2,0 м
3. Светло-серые разномерные песчаники с многочисленными обрывками углефицированных листьев и стеблей растений.....	7,0 м
4. Серые песчаные аргиллиты с тонким прослоем грубомерного песчаника в нижней части и остатками спор и пылцы	3,2 м
5. Серые грубомерные песчаники.....	1,3 м
6. Желто-серые алевролиты с обрывками углефицированных листьев, стеблей растений и остатками спор и пылцы.....	1,5 м
7. Серые песчаные аргиллиты	1,0 м
8. Мелкое ритмичное переслаивание коричнево-серых аргиллитов с отпечатками флоры и средне-крупномерных песчаников	2,7 м
9. Светло-серые мелко-среднемерные песчаники	4,3 м
10. Мелкогалечные конгломераты.....	24 м

Мощность разреза более 47,5 м.

В палинокомплексе, изученному по скв. 368-г, пыльцевую часть спектра представляют исключительно голосеменные растения: *Cycadaceae*, *Ginkgoales*, *Bennettites percarinatus* Bolch., *Protopodocarpus manstrificabilis* Bolch., *Araucaria*, *Pseudopicea variabiliformis* (Mall.) Bolch., *P. rotundiformis* (Mall.) Bolch., *P. magnifica* Bolch., *Protopicea vartus* Bolch., *Protopinus subluteus* Bolch., *Pinus divulgata* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. grandis* Bolch., *P. flavus* Bolch., *Quadraeculina limbata* Mall., *Dipterella oblatinoides* Mall. и др.; в споровой части – доминируют: *Osmundacidites* spp., субдоминанты и сопутствующие: *Coniopteris*, *Cheiropleuria congregata* Bolch., *C. compacta* Bolch., *Tripartina variabilis* Mall., *Hymenozonotriletes bicicla* (Mall.), *Aletes circumvallis* Sach., *Contignisporites problematicus* (Cup.) Dör. и др. [171].

В разрезе (глубина залегания кровли 224 м) по скв. 111-г, расположенной в 2,8 км от север-

ной окраины с. Лебяжье в крайней западной части впадины, на метаалевролитах корбалихинской толщи залегают [181]:

1. Серые галечные конгломераты.....19,2 м
2. Серые тонкозернистые глинистые песчаники с прослоями галечных конгломератов и обильными обугленными остатками растений, пыльцы голосеменных растений: *Bennettites percarinatus* Bolch., *B. dilucidus* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *P. vartus* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mall., *Protoconiferus grandis* Bolch., *Quadraeculina limbata* Mall. и спор: *Coniopteris notabilis* (Naum.) Bolch., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Tripartina variabilis* Mall., *Cheiropleuria congregata* Bolch., *Dicksonia densa* Bolch., *Osmunda* sp.14,0 м
3. Серые алевролиты с рассеянными гальками и гравием кварца и обугленными растительными остатками20,8 м

Мощность свиты по разрезу 54 м.

В пределах мелкого прогиба, расположенного западнее Ненашевской впадины, разрез свиты (глубина залегания кровли 289,5 м) по скв. 86 (расположена в 1,3 км юго-восточнее от южной окраины с. Лебяжье) имеет следующее строение [169]:

1. Пестроцветные плохо сортированные полимиктовые конгломераты.....3,8 м
2. Коричнево-бурые плохо сортированные полимиктовые гравелиты.....10,8 м
3. Светло-серые разнозернистые песчаники с примесью (до 5–10 %) гравия и гальки и с остатками единичных миоспор: *Osmunda jurassica* К.-М., *Osmundopsis acutispinosus* К.-М. и пыльцы: *Ginkgoales*, *Cycadaceae*1,9 м
4. Зеленовато-серые алевропесчаники с обуглившимися растительными остатками16,0 м

Мощность свиты по разрезу 32,5 м.

В пределах Сростинской впадины (северо-восточный угол района) свита вскрыта (глубина залегания кровли 242,5 м) единичной скв. 126, расположенной на смежной площади близ восточной рамки в 2 км юго-восточнее с. Сросты и имеет схожий разрез. Здесь на выветрелых андезитах мельничной свиты залегают [122]:

1. Зеленовато-серые, серые мелкозернистые песчаники с «плавающей» галькой и остатками флоры ...0,5 м
2. Выветрелые галечные конгломераты с прослоями тонкозернистых песчаников с растительными остатками, в нижней части – линзами бурых углей25,8 м
3. Глинистый структурный элювий по горизонтально и косослоистым аргиллитам с обуглившимися остатками флоры, отдельными тонкими (до 2–3 см) пропластками бурых углей, а у подошвы песчаников13,2 м
4. Интенсивно выветрелые разнозернистые песчаники с «плавающей» галькой и обильными растительными остатками17,5 м

Мощность свиты по разрезу 57,0 м, в целом по площади с учетом разреза восточного фрагмента Ненашевской впадины – варьирует от 16 до 140 м, увеличиваясь к центральным частям впадин.

По всему разрезу скв. 126 определены богатые палинокомплексы, в споровой части которых доминируют: *Osmunda jurassica* К.-М., *O. cinnamomeiformis* Sach., *O. echinata* Klim., *Coniopteris notabilis* (Naum.) Bolch., *C. triangularis* Sach., *C. ex gr. burejensis* (Zal.) Sev.; субдоминанты и сопутствующие: *Tripartina variabilis* Mall., *Hausmania alta* К.-М., *Phlebopteris exernatus* Bolch., *Equisetites rotundus* К.-М., *Selaginella rotundiformis* К.-М., *Lycopodium rotundum* К.-М., *L. marginatum* К.-М., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *C. congregata* Bolch., *Salvinia sangarensis* Bolch., *S. perpulchra* Bolch. и др. Состав пыльцы более однообразен и представлен доминирующими древними видами семейства *Pinaceae*, сопутствующими: *Bennettites dilucidus* Bolch., *B. medius* Bolch., *Ginkgo typica* (Mall.) Bolch., *G. parva* (Mall.) Bolch., *G. praeacuta* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mall., *Quadraeculina limbata* Mall., *Protopodocarpus manstrificabilis* Bolch., *Podocarpus unica* Bolch., *P. tricocea* Bolch., *Agerella*, *Coniferales* и др. [122].

Луговская свита представляет типичную континентальную угленосную молассовую толщу. В районе она имеет существенно грубообломочный песчано-конгломератовый состав (аллювиальные фации) с незначительным развитием алевропелитовой группы пород и углей (озерные и болотно-озерные фации). Подобный состав характерен для нижней части разреза свиты в стратотипической местности и в ряде других впадин (Кругловский грабен, лист М-44-IX; Целинная впадина, М-44-IV), где ее разрезы более полные и имеют мощность до 360–550 м [190]. Очевидно, что в районе от последующей эрозии сохранилась лишь нижняя часть разреза свиты. Отложения залегают субгоризонтально или под углами 10–15°, увеличиваясь в зонах разломов до 40–45°. Породы практически немагнитны и обладают низкой плотностью – 2,22 г/см³ (прил. 10).

Приведенный выше комплекс растительных остатков определяет возраст свиты ранней–

средней юрой (параллелизуется с осиновской свитой Кузбасса).

МЕЛ–КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕХЛА

МЕЛОВАЯ И ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Кора выветривания (К–Р) имеет сплошное площадное распространение. Она развита по интрузивным, эффузивным, метаморфическим и осадочным породам палеозоя и ранне-среднеюрским отложениям. Повсеместно перекрыта толщей (31–400 м) верхнемеловых, палеоген- и неоген–четвертичных отложений. В юго-восточной части листа в пределах Рубцовской структурной террасы она залегает на абсолютных отметках 40–180 м и вскрыта скважинами на глубинах от 31 до 189 м. В северо-западной части листа в пределах Барнаульской структурной террасы, кора выветривания располагается на 120–200 м ниже уровня моря на глубине 300–400 м от поверхности. Мощность коры выветривания изменяется от первых метров до 108 м [196]. Такие различия в высотных отметках ее кровли и мощности объясняются неотектоническими дифференцированными блоковыми подвижками и эрозионными процессами, более поздними, чем образования коры выветривания.

По морфологии эти коры выветривания относятся к смешанному (линейно-площадному) типу, развивающемуся при блоковом строении фундамента, обилии в нем разрывных нарушений, зон трещиноватости и сульфидизированных пород. Для него характерны резкие колебания мощностей от первых метров до десятков метров, обусловленные наличием глубоких «карманов» выветрелых пород [59].

Независимо от состава и возраста материнских пород в разрезах коры выветривания наблюдается определенная зональность, отражающая ход и стадии процесса химического выветривания, и выраженная в последовательной смене литологических и текстурных особенностей, минералогического и химического состава [99, 122, 191, 196, 197]. На площади листа в этих разрезах выделяются три зоны (снизу вверх): 1 – зона дезинтеграции; 2 – зона структурного элювия; 3 – зона бесструктурных пестроцветных или белых глин.

Зона дезинтеграции в нижней части представлена трещиноватыми крепкими, но уже слабо лимонитизированными породами, имеющими нечеткую постепенную границу с материнским субстратом. Вверх по разрезу они сменяются все более дезинтегрированными (щебень и дресва по керну скважин) бурыми, красно- и желто-бурыми глинизированными породами, по трещинам и в основной массе которых интенсивно развиваются гидрооксиды железа, гидрхлорит, гидрослюды; изредка встречаются новообразованные каолинит или монтмориллонит, и мелкочешуйчатый серицит. Химический состав этой зоны почти не отличается от состава субстрата, но здесь уже начинается миграция двухвалентного железа и вынос легко подвижных окислов (K_2O , Na_2O , CaO , MgO). Малоподвижные окислы (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3) остаются на месте и их относительные содержания постепенно увеличиваются [122, 191, 196]. Мощность этой зоны изменяется от первых метров до 50 м.

Зона структурного элювия в нижней части представлена щебнисто-дресвяно-глинистыми образованиями, которые вверх по разрезу постепенно замещаются песчано-глинистым и глинистым материалом, сохраняющим, кроме цвета, все структурно-текстурные особенности материнских пород (слоистость, полосчатость, плейчатость, сланцеватость, зернистость, трещиноватость, кварцевые прожилки и т. п.). Полевые шпаты здесь каолинизированы, темноцветные минералы замещаются монтмориллонитом и гидрослюдами. Происходят вынос щелочей и кремнезема, и незначительное накопление глинозема, марганца и резкие концентрации гидроксидов железа, обусловленные высвобождением последних при разложении железосодержащих минералов (биотита, мусковита, амфиболов, хлоритов, пирита).

Зона структурного элювия по интрузивным породам представлена желтой, красно- и желто-бурой глинисто-песчаной массой с сохранением зернистой структуры и других особенностей материнских пород. Структурный элювий по юрским отложениям луговской свиты представлен белыми и серовато-белыми глинами, каолинизированными кварцевыми песчаниками и алевролитами.

Мощность зоны структурного элювия изменяется от первых метров до 40 м.

Зона бесструктурных пестроцветных или белых глин вверх по разрезу постепенно замещает образования структурного элювия. В этой зоне, представленной тонкодисперсными глинами, все структурно-текстурные особенности материнских пород полностью уничтожены в процессе химического выветривания. По интрузивным породам эта зона иногда представлена белыми тонкодисперсными каолинистыми глинами с примесью гидрослюды и кварца. В них встречаются разрозненные щебнистые обломки кварца – остатки кварцевых жил. Эти глины, по срав-

нению со структурным элювием, отличаются очень низкими содержаниями практически всех элементов и повышенными (до 0,01 г/т) – золота. Эти глины выделяются также наибольшими содержаниями глинозема (до 32,91 %) и наименьшими – полуторных окислов железа (1–2,5 %), окиси натрия и магния, а их огнеупорность составляет 1 670° [196].

В подавляющем большинстве верхняя зона коры выветривания по породам разного генезиса, состава и возраста представлена бесструктурными массивными жирными тонкодисперсными желтыми и пестроцветными глинами. Причудливые пятна и полосы белого, красного, желтого, серого, бордового, зеленоватого, фиолетового, бурого и голубого цвета придают им мраморовидный облик. Глины этой зоны под верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями каолинитовые или монтмориллонит-каолинитовые, а под верхнепалеогеновыми и неогеновыми отложениями – каолинит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые с примесью гематита.

Зона пестроцветных глин по юрским отложениям луговской свиты представлена светло-серыми и серо-белыми глинами с пятнами, полосами и прослоями до одного метра желтого, желто-бурого, красного, бордового и голубоватого цвета, придающими им мраморовидный облик. Иногда в этих глинах отмечаются прослои сильно выветрелых кварцевых песчаников голубовато-серого и белого цвета с розовыми, красными, желтыми и бурыми пятнами и полосами. Очень часто эти песчаники полностью маршаллитизированы и представляют собой очень тонкую кварцевую сыпучку.

Мощность этой зоны изменяется от первых метров до 20 м.

Следует отметить, что полный профиль коры выветривания нигде не сохранился, даже под верхнемеловыми отложениями. В разных частях площади они имеют разную степень сохранности, но везде химически не зрелые. Местами кора выветривания полностью уничтожена эрозией. В большинстве случаев частично сохраняется лишь нижняя, или нижняя и частично средняя зоны, и даже там, где в разрезах выделяются все три зоны, верхняя из них сильно размыта. Кроме того, считается, что существовала еще и четвертая (самая верхняя) зона с бокситами, повсеместно на территории Алтая полностью уничтоженная [58].

Возраст коры выветривания определяется, исходя из следующих соображений. В меловое время одновременно с пенеппенизацией начались процессы корообразования, охватившие и верхнюю часть ниже-среднеюрских отложений луговской свиты, продолжавшиеся вплоть до конца эоцена [3, 59, 78, 85]. По данным [48, 67], их возраст определяется как позднемеловой, хотя по периферии Бийско-Барнаульской впадины кора выветривания продолжала формироваться и в палеогене, чему способствовали выровненный рельеф и благоприятные климатические условия. По мнению [75], формирование кор выветривания на Алтае продолжалось до позднего олигоцена, когда, в связи с началом неотектонических движений, начался их размыв.

На площади листа коры выветривания с глубоким размывом перекрываются (с северо-запада на юго-восток) верхнемеловыми, палеоцен–эоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми отложениями. Однако верхний возрастной предел этих кор нельзя определять только по перекрывающим осадкам, так как процессы выветривания в мезозое и кайнозое шли непрерывно, усиливаясь или ослабевая лишь в связи с тектоническими, климатическими и палеогеоморфологическими условиями каждого конкретного района [3, 181]. Длительное выравнивание существовавшей поверхности в мел–палеогеновое время протекало одновременно в условиях как размыва, так и наращивания мощностей кор химического выветривания вследствие весьма благоприятной обстановки [120]. Корообразование как в Горном Алтае, так и в его предгорьях с разной интенсивностью могло продолжаться вплоть до миоцена включительно [8], когда в связи с изменением климата и опусканием территории началось площадное накопление отложений рубцовской свиты [99]. В целом, несколько условно, возраст кор выветривания определяется как мел–эоценовый.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ганькинский горизонт. Ганькинская свита (K_2gn ; mK_2gn^*) – морские мелководные прибрежно-лагунные отложения развиты в пределах Барнаульской структурной террасы к северо-западу от линии, пересекающей лист почти по диагонали, где залегают на частично размывтой коре выветривания, и выделяются впервые. Ранее эти отложения, вскрытые скважинами 2, 4, 5, 7, 22 и 40 [196], 190А–194А, 21В–29В, 74Г, 99Г и 135Г [181] на глубинах от 130 до 267 м, рассматривали, как континентальные образования сымской свиты сенон–датского воз-

* Индекс подразделения на карте мел–четвертичных образований здесь и далее.

раста, на основании единичных спорово-пыльцевых комплексов, полученных по отдельным скважинам. Большая разница в глубине залегания кровли объясняется тем, что визуально эти отложения неотличимы от отложений палеогена, которые наши предшественники часто частично включали в состав сымской свиты, а потому их расчленение возможно лишь на основе комплексного палеонтологического анализа, что подтвердили результаты работ, излагаемые ниже.

В 2009–2010 гг. кровля этих отложений на рассматриваемой площади была вскрыта скв. 15–23, на близких глубинах от 220 до 243 м, а их мощность изменяется от 10,2 м у подножия уступа Бийской структурной террасы до 171 м.

Наиболее представительный и палеонтологически охарактеризованный разрез свиты мощностью 132,1 м, вскрыт скв. 23 в интервале 234,2–366,3 м. Здесь на коре выветривания залегают (снизу вверх):

1. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый плотный кварцевый с тонкими (до 7 см) прослойками светло-серой глины.....	17,0 м
2. Глина аргиллитоподобная массивная светло-серая вниз по разрезу постепенно становится темно-серой, с редкими лигнитизированными растительными остатками размером до 3 см.....	5,0 м
3. Глина аргиллитоподобная кирпично-красная и красно-коричневая с пятнами серого и светло-серого цвета.....	9,8 м
4. Глина аргиллитоподобная серого, зеленовато- и темно-серого цвета	2,9 м
5. Гравийные галечники хорошо окатанные и плотно сцементированные светло-серой глиной. Обломки представлены кварцем и кварцитами. Галька мелкая диаметром до 3 см, составляет до 50 %.....	4,6 м
6. Песок глинистый средне-крупнозернистый светло-серый с голубоватым оттенком плотный кварцевый	4,6 м
7. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый плотный.....	7,4 м
8. Песок слабоглинистый крупно-грубозернистый плохо окатанный серый с голубоватым оттенком, кварцевый.....	8,2 м
9. Песок глинистый тонко-мелкозернистый светло-серый плотный	1,3 м
10. Песок слабоглинистый разнозернистый серый с голубоватым оттенком плотный кварцевый.....	0,9 м
11. Глина слабopесчанистая аргиллитоподобная серая и светло-серая	3,8 м
12. Глина алевритистая аргиллитоподобная серая и темно-серая с включениями (до 10 %) мелкого (до 0,6 см) кварцевого гравия разной окатанности	4,3 м
13. Песок глинистый крупно-грубозернистый светло- и голубовато-серый	10,5 м
14. Песок глинистый разнозернистый светло-серый	2,0 м
15. Песок тонко-мелкозернистый светло-серый с голубоватым оттенком.....	6,5 м
16. Песок глинистый разнозернистый светло-серый с голубоватым оттенком	3 м
17. Песок слабоглинистый мелко-среднезернистый серо-коричневый	9,0 м
18. Глина аргиллитоподобная серая с включениями (до 5 %) мелкого (до 0,4 см) кварцевого гравия разной окатанности	1,0 м
19. Песок глинистый мелко-среднезернистый серый.....	2,0 м
20. Гравийник мелкий плохо окатанный в плотном песчано-глинистом заполнителе светло-серого цвета	2,3 м
21. Песок слабоглинистый мелко-среднезернистый серо-коричневый слюдисто-полевошпат-кварцевый	1,7 м
22. Песок глинистый разнозернистый светло-серый. В инт. 256,6–257,1 м многочисленные мелкие лигнитизированные растительные остатки и обломок древесины до 10 см	2,9 м
23. Глина аргиллитоподобная от светло-серой в начале до темно-серой в конце интервала, с включениями угловатых зерен кварца, а глубже 251,5 м – с включениями лигнитизированных растительных остатков размером до 3 см	7,1 м
24. Песок слабоглинистый разнозернистый светло-серый. На глубине 245 м тонкий (2,5 см) прослой песка очень крепко сцементированный пиритом.....	6,7 м
25. Глина алевритистая темно-серая с включениями (до 10 %) мелких (до 0,4 см) темно-бурых и черных лигнитизированных растительных остатков	3,5 м
26. Песок глинистый тонкозернистый светло-серый с включениями (до 7 %) темно-бурых лигнитизированных растительных остатков размером 1–5 см	1,0 м
27. Глина аргиллитоподобная темно-коричневая с включениями (до 3 %) мелких (до 0,6 см) темно-бурых и черных лигнитизированных растительных остатков.....	1,3 м
28. Песок слабоглинистый средне-крупнозернистый темно-серый с включениями (до 3 %) мелких (до 0,4 см) черных лигнитизированных растительных остатков	1,8 м

Выше залегают палеоценовые отложения. Подобные отложения свиты вскрыты и другими скважинами. В них при смещении на юго-восток к уступу Бийской структурной ступени (террасы) возрастает количество и размеры гравия, гальки и лигнитизированных обломков древесины.

Глины свиты каолиновые с большим количеством кварца и примесью гидромусковита. Красный цвет глин слоя 3 обусловлен наличием гематита и отличаются они от других глинистых прослоев низким содержанием SiO₂ (48,75 %) и резко повышенным – Al₂O₃ (22,99 %) и

Fe₂O₃ (14,71 %). Глины свиты химически зрелые (Al₂O₃/Na₂O=135–226). По данным минералогического анализа шлихов, пески свиты кварцевые (95–100 % легкой фракции). В электромагнитной фракции 70–90 % составляет ильменит. Тяжелая фракция представлена минералами высоко устойчивыми к химическому выветриванию и механической транспортировке: циркон (2–87 %), единичные знаки апатита, андалузита, анатаза, сфена, рутила, лейкоксена, дистена, корунда, граната, силлиманита, а в отдельных прослоях содержания некоторых из них могут составлять от 1 до 25 %. Очень редко встречаются единичные мелкие (0,1×0,1 мм) знаки золота. Обращает внимание постоянно высокое по разрезу содержание аутигенного пирита (5–93 %). Все это указывает на поступление в бассейн седиментации высоко зрелого материала размываемых кор химического выветривания, его аккумуляцию в восстановительной среде солоноватого водоема, вероятно, в условиях сероводородного заражения.

Из отложений свиты, вскрытых скв. 19 (глубина – 243,4 м; 257,1 м; 291,8 м; 299,8 м; 307,8 м; 324,5 м; 333,6 м), 22 (глубина – 228,1 м), 23 (глубина – 255,5 м; 348 м), С. Н. Бабенко выделила сходные по видовому и количественному составу спорово-пыльцевые комплексы и спектры. Споровые растения (7–26 %): *Cyathea* sp., *Cyathidites* sp., *Gleichenia laeta* Bolch., *G.* sp., *Balmeosporites* sp., *Ophioglossum* sp., *Anemia macrozhusa* (Mall.) Bolch., *Anemia* sp. и др. Доминирует пыльца покрытосеменных растений (64,3–86,4 %): *Palmae* sp., *Hamamelidaceae*, *Fothergilla* sp., *Magnolia* sp., *Myricacites* sp., *Corylopsis mtchedlishviliae* Lubm., *Ulmoidepites* sp., *Castanopsis pseudocingulum* R. Pot., *Castanea crenataeformis* R. Pot., *Quercus sparsus* (Mart.) Sam., *Q. gracilis* Boitz., *Elytranthe striatus* Coup., *Aquilapollenites insignis* N. Mtch., *Tripolina globosa* Chl., *Proteacidites mollis* Sam., *P. bellii* Sam., *P. formosus* Sam., *Tripolites dentiferus* Bolch., *Trudopollis pompeckji*, *T. nonperfectus* Pfl., *Mancicorpus traperiforme* N. Mtch., *M. notabile* N. Mtch., *Projectopollites ovalis* N. Mtch., *P. spinulosus* N. Mtch., *Tricolpopollenites liblarensis*, *T. (Sterculiaceae?)*, *T. margaritatus* R. Pot., *T. cingulum* R. Pot., *Tricolporites cf. mutabilis*, *Extratripolopollenites menneri* (Bolch.) Mart., *Triatropollenites excelsus* R. Pot. и др. Пыльца голосеменных (1,8–18 %): *Pinus aralica*, *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Ginkgo* sp., *Dacrydiumites* sp., *Cordaitina* sp., *Glyptostrobus* sp. В этих же образцах С. Н. Бабенко впервые обнаружен обильный и разнообразный микрофитопланктон: пиропитовые водоросли – *Membranosphaera maastrichtica*, *Deflandrea*, *Schematophora speciosa*, *Chomotriletes*, *Tetrapolina*, *Algae*, *Crassosphaera*, *Schizaea*, а также диноцисты, оставшиеся неопределенными. По ее заключению, вмещающие отложения являются верхнемеловыми, кампан–маастрихтскими.

Из этих же образцов В. М. Подобина и Т. Г. Ксенева впервые на данной площади выделили многочисленную и разнообразную ископаемую фауну фораминифер – представителей отряда *Rotaliida* и преимущественно семейств *Discorbidae* и *Anomalinidae*; родов *Labrospira*, *Haplophramoides*, *Spiroplectammina*, *Ammomarginulina*, *Adercotryma*, *Cyclammina*; и видов *Bathysiphon* cf. *vitta* Nauss, *Reophax remotus* Podobina, *Labrospira* cf. *senonica* Podobina, *Haplophramoides tumidus* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Курьянова), *Adercotryma* cf. *glomeratoformis* (Zaspeleva), *Recurvoides* cf. *magnificus* Podobina, *Trochammina senonica* Belousova, *Gaudryinopsis* sp. indet., *Dorothia* sp. indet. По их заключению, вмещающие отложения отвечают ганькинскому горизонту верхнего мела и датируются кампан–маастрихтом.

Из кровли ганькинской свиты, вскрытой скв. 22, с глубины 228,1 м впервые Д. Е. Луновой выделены определяемые карпологические остатки: *Nigrella* cf. *spinulosa* P. Nikit. et V. P. Nikit., *Carpinus* sp., *Polygonum* sp., *Actinidia* sp., *Typha* sp., *Linum* sp., *Aldrovanda* cf. *dokurovskiyi* Dorof., *Stephanandra* cf. *minima* Dorof., *Limosella* cf. *aquatica* L.

По литологии рассматриваемые отложения значительно отличаются от ганькинской свиты, вскрытой скважинами в районе Кулунды, Бурлы, Славгорода, где проходила граница верхнемелового моря [2, 24, 69, 156]. Однако морские отложения, литологически подобные, содержащие такую же фауну фораминифер, и уверенно отнесенные к ганькинскому горизонту, недавно вскрыты скважиной на тех же глубинах на юге Омской области у границы с Казахстаном [86].

Таким образом, отложения, выделявшиеся ранее, как континентальная сымская свита, относятся к ганькинской свите, и рассматриваются, как морские мелководные прибрежно-лагунные и дельтовые фации, а граница верхнемелового моря смещается на юг-юго-восток, не менее чем на 150 км.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Талицкий горизонт. Талицкая свита (P₁tl; mP₁tl) – морские мелководные прибрежно-

лагунные и дельтовые фации, впервые выделяется на данной площади, по результатам комплексного палеонтологического анализа. Эта свита со стратотипическим разрезом на р. Талица в Свердловской области выделена в 1956 г. З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко.

Ранее на площади листа они включались в состав сымской или островновской свит [181, 196]. Отложения имеют площадное распространение в северо-западной части листа в пределах Барнаульской структурной террасы, где согласно залегают на отложениях ганькинской свиты. В 2009–2010 гг. их кровля вскрыта скв. 13–23 на глубинах от 187,5 до 225 м, а мощность изменяется от 11 до 35 м.

Типичный разрез вскрыт скв. 15 в интервале 187,5–222 м (снизу вверх):

1. Гравий кварцевый в глинисто-песчаном заполнителе серого цвета	4,0 м
2. Алеврит тонкопесчаный коричневатый-серый.....	1,0 м
3. Алеврит массивный коричневатый-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цвета.....	8,0 м
4. Песок крупнозернистый кварцевый слабоглинистый серый.....	0,7 м
5. Алеврит массивный коричневатый-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цвета.....	2,8 м
6. Песок крупнозернистый кварцевый слабоглинистый серый.....	1,4 м
7. Алеврит массивный коричневатый-серый с мелкими лигнитизированными растительными остатками бурого и черного цвета.....	4,1 м
8. Песок средне-крупнозернистый кварцевый светло-серый с включениями (до 5 %) разноокатанного гравия и мелкой гальки кварца, с тонкими (1–5 см) прослойками светло-серой глины. В инт. 194–197,7 м галька и гравий составляют 30 %.....	12,5 м

Выше залегают отложения люлинворской свиты.

Отложения свиты мощностью 24,2 м, вскрытые скв. 23, расположенной на большом удалении от уступа Бийской структурной террасы, состоят из переслаивания глин, тонко-мелкозернистых песков и алевритистых глин серого, темно- и светло-серого цвета с голубоватым оттенком и включениями мелких лигнитизированных растительных остатков.

Глины этой свиты каолиновые с большим количеством кварца и примесью гидромусковита. Глины по содержанию породообразующих окислов, а пески по минералогическому составу практически не отличаются от ганькинской свиты.

Из отложений, вскрытых скв. 15 (глубина – 213 и 217,5 м), 23 (глубина – 229,5 м), С. Н. Бабенко выделила спорово-пыльцевые спектры и комплексы, несколько отличающиеся от верхнемеловых. Споровые растения (0–9 %): *Sphagnum putillum* Drozh., *Lygodium* aff. *flexuosum*, *Gleichenia* sp., *Tripartina* sp. и др. Пыльца голосеменных (2,3–26 %): *Pinus aralica*, *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Dacrydiumites* sp., *Cordaitina* sp. Резко доминирует пыльца покрытосеменных (65–83,2 %): *Liquidambar* sp., *Magnolia* sp., *Nelumbo* sp., *Myricacites mirabilis* Gladk., *M.* sp., *Myrica* sp., *Comptonia* sp., *Engelgardtia* sp., *Corylus* sp., *Corylopsis* sp., *Fothergilla* sp., *Quercus gracilis*, *Q. sparsus*, *Q. graciliformis*, *Quercites sparsus*, *Ulmus* sp., *Celtis* sp., *Ilex* sp., *Cyathidites* sp., *Nyssa* sp., *Palmae* sp., *Hamamelidaceae*, *Hamamelis* sp., *Krychtofoviana vera* Sam., *Anacolosidites insignis*, *Sporopollis* sp., *Taucocusporites* sp., *Tricolpites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *T.* sp., *T. liblarensis* Th., *T. spinosus* R. Pot., *Triatriopollenites* sp., *T. rurensis* Pfl., *Trudopollis* sp., *T. pompejki*, *T. menneri* (Mart.) Zakl., *T. baculatridentis*, *Projectopollites* sp., *Extratropopollenites pompejki*, *E. menneri* Bolch. Пыльца меловых растений тяготеет к низам свиты. Кроме того, С. Н. Бабенко отмечен и микрофитопланктон: *Chomotriletes*, *Tetraporina*, *Schematophora speciosa*, *Membranospaera*. Возраст вмещающих отложений датируется ею не детальнее, чем ранний палеоцен (датский ярус).

В этих же образцах Д. Е. Луневой впервые выделены ископаемые карпоиды: *Actinidia* sp., *Staphylea* cf. *dorofeevii* V. P. Nikit. sp. nov., *Hypericum* cf. *tetrapterum* Fries., *Pania prisca* Balueva et V. P. Nikit. sp. nov., *Scirpus* cf. *atroviroides* Dorof., *Typha* sp., принадлежавшие растениям, произраставшим в прибрежно-водных условиях. По В. П. Никитину, род *Pania* встречается только в палеогене Западной Сибири.

Впервые также В. М. Подобина выделила раннепалеогеновую ископаемую фауну фораминифер отряда *Rotaliida* и видов *Gaudryina* aff. *gigantica* (Subbotina), *Lenticula* aff. *inusitata* Kisselman, *Anomalinoides danicus* (Brotzen), *Astaculus* sp. indet., на основании чего она относит вмещающие отложения к талицкому горизонту Западной Сибири.

Таким образом, данные отложения относятся к талицкой свите, датируемой палеоценом [113, 156].

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Талицкий, люлинворский, тавдинский горизонты. Островновская свита (P_{1-2os} ; αP_{1-2os}) со стратотипическим разрезом по скв. 373 в с. Мамонтово севернее данного листа была выделена И. Г. Зальцманом в 1968 г. На рассматриваемой площади континентальные аллювиальные отложения свиты мощностью до 30 м вскрыты в семидесятых годах прошлого века скв. 48, 132А, 179А, 185А, 190А–192А и другими в пределах Бийской структурной террасы (ступени) на глубинах более 200 м, где они выполняют погребенные долины [181]. Они залегают на сильно размытых остатках коры выветривания, и с размывом и стратиграфическим несогласием перекрываются образованиями крутихинской свиты, а вблизи устьевых частей древних долин – осадками атлымской и новомихайловской свит. В свою очередь, островновская свита в северо-западном направлении, очевидно, фациально замещается прибрежно-морскими отложениями талицкой и люлинворской свит.

Отложения свиты представлены преимущественно грубообломочными валунно-галечно-гравийными образованиями русловых фаций. Обломки хорошо окатаны и представлены кварцем и кварцитами. В направлении к устьевым частям долин отложения постепенно становятся все менее грубыми. Они состоят из переслаивания светло- и темно-серых глинистых тонко-мелкозернистых песков, мелких кварцевых гравийников с глинистым заполнителем, с тонкими (до 0,5 м) прослоями белых и серых каолинистых глин.

Для минералогического состава тяжелой фракции песков свиты характерно высокое содержание (28–77 %) аутигенных лимонита и пирита. Постоянно присутствуют (%): ильменит и магнетит (8–19,5), лейкоксен (1,3–10), анатаз (0,1–2,5), рутил (0,3–1), циркон (0,5–4,5), гранат (0,1–1), турмалин (0,2–2,3), эпидот (1,2–5,3), ставролит (0,1–0,8), андалузит (0,1–1), корунд (0,1–3,6), апатит (0,1–1). В легкой фракции доминирует кварц (85–97,8 %), в небольшом количестве (1–14 %) отмечаются полевые шпаты. Глины островновской свиты каолинистые с примесью гидрослюда и хлорита [181, 196].

Из отложений свиты Э. А. Бессоненко выделен лишь единичный спорово-пыльцевой комплекс: *Polypodiaceae*, *Cyathaceae*, *Sphagnum*, *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Tsuga* sp., *Ephedra* sp., *Fagaceae*, *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Myrica* sp., *Moraceae*, *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Nyssa* sp., *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Quercus gracilis* Boitz., *Triporopollenites* sp., *Tricolporites* sp., характерный, по ее заключению, для верхнепалеоцен–нижнеэоценовых отложений.

Возраст островновской свиты определяется как палеоцен–эоценовый, и в полном объеме отвечает возрасту вылковской и алейской свит [113, 156]. Литологически палеоценовая и эоценовая части островновской свиты во многих разрезах неотличимы друг от друга [2], а палеонтологическое обоснование в настоящее время недостаточно для расчленения ее на вылковскую и алейскую свиты.

Люлинворский горизонт. Люлинворская свита (P_{1-2ll} ; mP_{1-2ll}) выделена в 1956 г. П. Ф. Ли по возвышенности Люлинвор в бассейне р. Северная Сосьва. На данной площади мелководные прибрежно-морские фации этой свиты выделяются впервые по фауне фораминифер. В 2009–2010 гг. отложения этой свиты мощностью от 13 до 37 м, согласно залегающие на образованиях талицкой свиты палеоцена, вскрыты в пределах Барнаульской структурной террасы (ступени) скв. 11–23 на глубинах от 161,5 до 225 м. Типичный разрез вскрыт скв. 23 в интервале 161,5–210 м (снизу вверх):

1. Глина песчанистая плотная светло-серая с голубоватым оттенком	1,4 м
2. Песок слабоглинистый разномелкозернистый светло-серый	0,9 м
3. Глина аргиллитоподобная серого и темно-серого цвета	4,2 м
4. Глина алевритистая аргиллитоподобная светло-серая с голубоватым оттенком. В инт. 195,9–196,1 м черно-серого цвета с многочисленными мелкими лигнитизированными растительными остатками	13,8 м
5. Глина песчанистая серая с голубоватым оттенком. С глубины 187 м и до конца интервала с примесью хорошо окатанных кварцевых гравия и мелкой гальки, количество которых вниз по разрезу возрастает от 5 до 60 %	14,7 м
6. Глина плотная светло-серая с голубоватым оттенком	7,0 м
7. Песок глинистый мелко-среднезернистый серый голубоватый	4,0 м
8. Глина плотная голубовато-зеленовато-серая	2,5 м

Выше с размывом и стратиграфическим несогласием залегают континентальные образования олигоцена.

Глины этой свиты также каолинистые с кварцем и примесью гидромусковита, химически зрелые ($Al_2O_3/Na_2O=390$), с повышенными содержаниями (%) SiO_2 – 65,02 и Al_2O_3 – 19,15. Пески свиты по минералогическому составу практически не отличаются от песков ганькинской и талицкой свит.

Из отложений свиты, вскрытых на площади листа скв. 15 (глубина – 180,5 м), 22 (глубина – 198 м), 23 (глубина – 162,4 м, 196 м, 206 м), С. Н. Бабенко впервые выделила спорово-пыльцевые спектры и комплексы, в которых содержания споровых и голосеменных весьма незначительно. Споровые растения (0–1,2 %): *Sphagnum* sp., *Polypodiaceae*, *Gleichenia* sp.; голосеменные (единичная пыльца): *Pinus* sp., *Taxodiaceae*, *Ginkgo* sp. Пыльца покрытосеменных (97–99,4 %) принадлежит ключевым таксонам: *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz. и сопутствующим формам эоцена: *Corylus* sp., *Triatriopollenites* sp., *Carpinus* sp., *Corylopsis* sp., *Hamamelidaceae*, *Quercus sparsus* (Mart.) Samoil., *Q. gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Comptonia* sp., *Nyssa* sp., *Ulmus* sp., *Celtis* sp., *Fagus* sp., *F. grandifoliformis* Pan., *Tilia* sp., *T. tomentosiformis* Pan., *Aralia* cf. *spinosa* Boitz., *Anacardiaceae*, *Rhus regularis* Pan., *Liquidambar* sp., *Cornus* sp., *C. aralica* Boitz., *Rhoipites vilensis* Thoms., *R. pseudocingulum* R. Pot.

Кроме того, впервые Д. Е. Луневой выделены ископаемые карпоиды плохой сохранности, из которых удалось определить лишь один вид – *Acorus* cf. *calamus* L.

Из этих же образцов, впервые на данной площади, В. М. Подобина определила разнообразную и многочисленную фауну фораминифер, обитавших в мелководном морском бассейне, представленных видами: *Reophax* cf. *ampullacea* Brady, *Labrospira* cf. *granulosa* (Lipman), *Haplophramoides* cf. *deplexus* Podobina, *Adercotryma* cf. *horrida* (Grzybowski), *Cyclammina* sp. indet., *Ammotarginulina* cf. *deflexa* (Grzybowski), *A.* sp. indet., *Trochammina* cf. *intacta* Podobina, *Gaudryinopsis* sp. indet., *Spiroplectammina* cf. *sibirica* Podobina, *Anomalinoides ypresiensis* (ten Dam) *ovatus* Podobina, *Planorotalites* cf. *pseudoscutulus* (Glaessner), а также раковинами плохой сохранности представителей родов: *Ammoscalaria*, *Haplophramoides*, *Cyclammina*. По ее заключению, вмещающие отложения датируются как среднепалеоцен–среднеэоценовые и сопоставляются с люлинворским горизонтом Западной Сибири.

В опорном палеомагнитном разрезе кайнозоя юга Западной Сибири люлинворская свита представлена 11 ортозонами прямой и обратной полярности, охватывающими верхний палеоцен, нижний и частично средний эоцен [26]. На основании выше изложенного, и в соответствии с [113, 156], отложения люлинворской свиты датируются как верхнепалеоцен–среднеэоценовые.

Ранее границу максимума морской палеогеновой трансгрессии проводили северо-западнее за пределами листа по линии южнее Малинового Озера–Волчихи, далее – через с. Кочки к с. Завьялово и отсюда через ст. Овечкино к г. Камень-на-Оби [70]. Новые данные позволяют сместить эту границу не менее чем на 50 км к юго-востоку, по крайней мере, в пределах рассматриваемого листа.

ОЛИГОЦЕН

Атлымский горизонт. Атлымская свита (P_3at ; aP_3at) выделена В. А. Николаевым в 1947 г. по с. Атлым на Оби. Она представлена аллювиальными кварцевыми разнозернистыми песками со значительной примесью хорошо окатанных гравия и галек кварца и кварцитов. Ранее на данной площади эти отложения мощностью 4,6 м выделялись лишь в северо-западном углу листа по скв. 6 на глубине 223 м [196], а на остальной территории их необоснованно включали в состав островновской свиты.

Анализ материалов предшественников [181, 196] показал, что отложения этой свиты мощностью до 25 м могут быть выделены по всем скважинам, пробуренным в пределах Барнаульской структурной террасы, где они с перерывом и стратиграфическим несогласием залегают на люлинворской свите. Вероятно, и в приустьевых частях погребенных долин вблизи уступа Бийской структурной террасы, где они перекрывают островновскую свиту. В 2009–2010 гг. аллювиальные отложения атлымской свиты мощностью до 20 м, вскрыты скв. 11–23 на глубине 162–192 м, что говорит о ее площадном развитии в юго-восточной части Кулундинской впадины (Барнаульской террасы).

Они представлены плотными кварцевыми грубозернистыми, разнозернистыми и мелко-среднезернистыми песками и глинистыми песками серого, темно- и коричнево-серого цвета, иногда с тонкими (до 4 см) глинистыми прослойками. Часто содержат примесь (5–30 %) хорошо окатанных мелких (до 2,5 см) кварцевых галек и гравия и лигнитизированные растительные остатки.

В песках атлымской свиты тяжелая фракция состоит из минералов высоко устойчивых (реже – промежуточных) к химическому выветриванию и механическому переносу (%): циркон (40–94), ильменит (50–70), эпидот (10–35). По всему разрезу в единичных зернах постоянно присутствуют корунд, гранат, турмалин, хромит, андалузит, анатаз, рутил, сфен, апатит, аутигенные пирит и лимонит. В отдельных частях разреза содержания лимонита достигают 10 % от

веса тяжелой фракции, что может говорить о значительных колебаниях уровня палеорек и частой смене восстановительных условий осадконакопления на окислительные, что, по-видимому, является результатом чередования влажного и сухого климата. Свита характеризуется очень низкими содержаниями (%) таких элементов как Mn (0,02), Cu (0,003), Co (0,0006), Ni (0,002), V (0,004), Zn (0,003), B (0,0006), Ga (0,0005), что может указывать на осадконакопление в пресном проточном водоеме [100].

На рассматриваемой территории атлымская свита палеонтологически не охарактеризована. В палеомагнитном разрезе кайнозоя Западной Сибири она представлена двумя разнополярными магнитозонами – $R_{8-1}E_{2-3}rg$ и N_1E_{3g} , датируемыми ранним олигоценом [26]. По положению в разрезе между палинологически и микрофаунистически охарактеризованными отложениями, подстилающей с размывом и стратиграфическим несогласием люлинворской, и согласно перекрывающей палинологически охарактеризованной новомихайловской свитами, а также в соответствии с [113] возраст атлымской свиты определяется первой половиной раннего олигодена.

Новомихайловский горизонт. Новомихайловская свита (P_3nm ; l,plP_3nm) выделена И. Г. Зальцманом в 1956 г. по с. Новомихайловка в Новосибирской области. Она включает в себя озерные, озерно-болотные и аллювиально-озерные фации. На рассматриваемой площади свита мощностью 2 м впервые установлена по скв. 6 в северо-западном углу листа на глубине 221 м, где представлена озерно-болотными темно-серыми каолиновыми глинами с растительным детритом и тонкими слоями лигнита [196]. Позднее отложения свиты мощностью от 7 до 16 м были вскрыты скв. 45, 47, 48, 166–170 в приустьевых участках погребенных долин вблизи уступа Бийской структурной террасы, где они состоят из серо-зеленых и зеленых глин, и темно-серых алевроитов с прослоями лигнита [181]. Отложения этой свиты согласно, часто с постепенным переходом, залегают на аллювии атлымской свиты и перекрываются образованиями крутихинской свиты.

На юго-востоке Кулунды в пределах Барнаульской структурной террасы она имеет площадное распространение. В 2009–2010 гг. свита мощностью до 20 м вскрыта скв. 11–23, на глубинах от 150 до 180 м. Здесь образования новомихайловской свиты серого, голубовато-, зеленовато- и темно-серого, коричневого и коричнево-черного цвета в верхней части разреза представлены плотными аргиллитоподобными, алевроитистыми или песчанистыми глинами с многочисленными мелкими (до 1 см) пятнами лимонитизации. Вниз по разрезу глины постепенно замещаются глинисто-алевроитовыми и глинистыми мелкозернистыми и крупно-среднезернистыми кварцевыми песками с включениями мелкого кварцевого гравия; или идет тонкое (0,2–10 см) горизонтальное переслаивание темно-серых глин и кварцевых песков. Весь разрез свиты сильно насыщен многочисленными лигнитизированными растительными остатками черного цвета – листьями, обрывками и обломками стеблей, сучьев и стволов деревьев. Многие обломки стволов и сучьев полностью замещены марказитом, представляя собой псевдоморфозы, сохранившие все структурно-текстурные особенности древесины [100].

В песках свиты тяжелая фракция состоит из минералов с высокой (реже – промежуточной) гипергенной и механической устойчивостью, набор которых практически тот же, что и в атлымской свите, лишь их содержания значительно ниже. Есть и существенное отличие. В новомихайловской свите от 30 до 80 % от веса тяжелой фракции приходится на аутигенный марказит, образование которого могло происходить в условиях восстановительной среды и сероводородного заражения.

Для отложений свиты характерны низкие содержания (%) Zn (0,002–0,01), Ga (0,0005–0,0006) и несколько более высокие, чем в атлымской свите, содержания Mn (0,04–0,05), Cu (0,006), Co (0,003), Ni (0,005), V (0,008–0,02), B (0,002), что, видимо, говорит об осадконакоплении в условиях застойного водоема. Каолиновые глины новомихайловской свиты бескарбонатны и отличаются пониженными содержаниями (%) SiO_2 (41,90–64,99), Fe_2O_3 (1,13–2,39), MnO (0,02–0,03), MgO (0,35–0,47), CaO (0,43–0,92), Na_2O (0,21–0,42), K_2O (0,35–0,41) и повышенными – Al_2O_3 (20,99–36,80), TiO_2 (0,92–2,40), что указывает на их накопление в условиях теплого гумидного климата [100]. Отношение Al_2O_3/Na_2O (87,6–99,9), характеризующее степень химической зрелости глин, в 4–5 раз выше, чем в озерных глинах рубцовской и павлодарской свит миоцена, формировавшихся в условиях семиаридного и аридного климата [99].

Из отложений новомихайловской свиты, вскрытых скв. 6 [196] и 166 [181], Э. А. Бессоненко выделила четыре спорово-пыльцевых спектра, которые характеризуются высоким содержанием (46,5–49 %) пыльцы голосеменных: *Abies sibirica*, *Picea sec. Excelsa*, *P. cf. omorica*, *Cedrus* sp., *Pinus leucodermis*, *P. banksiana*, *P. pinea*, *P. subgen. Haploxylon*, *P. subgen. Diploxylon*, *P. silvestris*, *P. sibirica*, *Tsuga cf. diversifolia*, *T. sp.*, *Taxodium* sp., *Taxodiaceae*, *Sequoia* sp. Покрытосеменные (44,5–48 %): *Myrica* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp., *Pterocarya roifolia*, *Carya* sp., *Quercus sibirica* Pan., *Fagus orientalis* Lipsky, *Ulmus crassa* Pan., *Acer* sp., *Tilia*

tomentosiformis Pan. – представлены преимущественно пылью широколиственной тургайской флоры. Участие споровых незначительно: *Bryales* sp., *Sphagnum* sp., *Selaginella* sp., *Ophyoglossum* sp., *Adiantum* sp., *Osmunda* sp., *Polypodiaceae*. По ее заключению, спектры характеризуют отложения новомихайловской свиты, а возраст вмещающих отложений определяется как среднеолигоценый.

По палеомагнитным данным, новомихайловская свита на Обь-Иртышском междуречье представлена пятью ортозонами прямой и обратной полярности – R₂E_{3r}, N₂E_{3r}, R₃E_{3r}, N₃E_{3r}, R₄E_{3r}, относимыми к нижнему олигоцену [26]. В соответствии с [113], возраст этой свиты определяется верхней половиной раннего олигоцена, чему не противоречат и палинологические данные.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН

Журавский и абросимовский горизонты. Крутихинская свита (P₃-N₁kr; αP₃-N₁kr) со стратотипическим разрезом по скв. 454 в устье р. Крутиха у с. Вяткино выделена О. М. Адамченко. Озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения этой свиты выделяют в терригенно-мезомиктовую лигнитоносную формацию [3, 55]. На площади листа аллювиальные и озерно-аллювиальные фации свиты на дневную поверхность не выходят. Имеют площадное развитие, отсутствуя лишь местами в южной и юго-восточной части листа, в районах повышения палеозойского фундамента. В пределах юго-восточной Кулунды (Барнаульская структурная терраса) отложения свиты согласно перекрывают новомихайловскую свиту. В пределах Бийской структурной террасы они залегают на выветрелых породах палеозойского фундамента, а в погребенных долинах с глубоким разрывом и стратиграфическим несогласием на аллювии островновской свиты. Крутихинская свита мощностью от первых метров до 64 м вскрыта почти всеми скважинами на глубинах от 109 до 180–200 м. Она с глубоким разрывом и стратиграфическим несогласием перекрыта образованиями рубцовской свиты.

Отложения свиты представлены плотными глинистыми крупно-, средне- и тонко-мелкозернистыми песками серого, светло-серого, серо-коричневого и серо-белого цвета с примесью (от 5 до 50 %) средне- и хорошо окатанных гравия и галек размером от 0,3 до 5 см, представленных кварцем, кварцитами, реже – эффузивами и гранитоидами. Довольно часто в песках встречаются ржаво-бурые, буро-коричневые пятна и прослой лимонитизации. Часто встречаются прослой (0,2–10 м) плотных глин и песчанистых глин серого и темно-серого цвета с большим количеством лигнитизированных растительных остатков и обломков древесины, иногда – с включениями гравия и мелких галек. В юго-восточной части листа в разрезе свиты доминируют грубообломочные песчано-галечно-гравийные фации.

По химическому составу и содержанию микроэлементов прослой глин крутихинской свиты весьма близки глинам новомихайловской свиты, отличаясь от них лишь более высокими содержаниями SiO₂ (73,36–80,90 %) и низкими значениями Al₂O₃ (10,65–15,31 %). В целом же по своей литологии, геохимии и минералогии, рассматриваемые отложения весьма близки образованиям крутихинской свиты, установленным ранее на площади листа М-44-IX [99, 190].

Из отложений свиты, вскрытых скв. 1, 5, 6, 40, выделены спорово-пыльцевые комплексы, в которых, по заключению Э. А. Бессоненко и Е. А. Портновой, резко доминирует (68–82 %) пыльца преимущественно широколиственной тургайской флоры: *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Corylus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*; голосеменные представлены *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, и характеризуют отложения верхнего олигоцена [196].

Из отложений крутихинской свиты, вскрытых в 2009 г. скв. 15 у с. Симоново, Е. А. Пономарева впервые выделила два сходных палеокарпологических комплекса. В них обращает внимание присутствие архаичных форм, известных для растительности журавского уровня позднего олигоцена: *Azolla incerta* V. Nikit., *Epipremnum priscum* G. Bal., и отмечаются молодые неогеновые виды: *Azolla glabra* Nikit., *Caldesia baluevae* V. Nikit., *Epipremnum crassum* C. et E. Reid., *Alnus flexilis* Dorof., *Morus tetriaria* Dorof., *Menyanthes miocenica* Dorof. и др. По ее заключению, вмещающие отложения датируются журавским уровнем позднего олигоцена–ранним миоценом. Подобную карпофлору для этого стратиграфического уровня Западной Сибири приводит и В. П. Никитин [76].

Не исключено, что на площади листа во многих местах от разрыва сохранилась лишь нижняя верхнеолигоценая часть разреза этой свиты.

В настоящее время возраст крутихинской свиты в полном объеме определяется поздним олигоценом–ранним миоценом, отвечающим журавскому и абросимовскому горизонтам Запад-

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Неогеновые отложения имеют сплошное площадное распространение, залегая на верхнеолигоцен–нижнемиоценовых отложениях крутихинской свиты, а в юго-восточной части листа в местах повышения палеозойского фундамента – на частично размытых корях выветривания. По литологии и возрасту эти отложения расчленяются на две свиты: рубцовскую и павлодарскую. Рубцовскую свиту относят к терригенно-полимиктовой гипсоносной зеленоцветной формации, а павлодарскую – к терригенно-полимиктовой мергелистой красноцветной формации [3, 55].

Таволжанский горизонт. Рубцовская свита (N_1rb ; lN_1rb) со стратотипическим разрезом у г. Рубцовск выделена В. А. Мартыновым. Отложения свиты мощностью от 12 до 82 м, вскрыли все скважины, пробуренные на площади листа, на глубинах от 42 до 110 м [171, 179, 181, 196]. Подошва свиты с глубоким размывом и стратиграфическим перерывом залегают на крутихинской свите или на корях выветривания.

Для рубцовской свиты характерны зеленые, зеленовато-серые, голубовато-зеленые, зеленовато- и красновато-коричневые, красно-бурые, зелено-красные пятнисто-полосчатые мраморовидные тонкодисперсные монтмориллонитовые глины с многочисленными известково-мергелистыми конкрециями, реже – друзами и кристаллами гипса, бурыми и черными оолитами (до 7 мм) гидроксидов железа и марганца, с линзами и прослоями песков и гравия кварца. В западной и северо-западной части листа в низах разреза свиты преобладают аллювиально-озерные фации – серые и зеленовато-серые глинистые мелкозернистые пески.

В древних палеодолинах в составе этой свиты преобладают аллювиальные и аллювиально-озерные фации – гравий и грубозернистые слоистые пески, глинистые пески и песчанистые глины серого, зеленовато- и голубовато-серого цвета. В прибортовых частях этих долин в пределах Бийской структурной террасы распространены пролювиально-делювиальные и делювиально-озерные фации – пестроцветные, красно-бурые и зеленые глины без заметной слоистости, с включениями кристаллов и друз гипса, несортированных обломков дресвы и щебня палеозойских пород [196].

Глины рубцовской свиты монтмориллонитовые с большим количеством кварца, примесью кальцита и, вероятно, хлорита. По химическому составу они очень резко отличаются от палеогеновых глин островновской, новомихайловской и крутихинской свит, прежде всего, низкими содержаниями (%): SiO_2 (36,09–58,86), TiO_2 (0,55–0,88) и высокими – Fe_2O_3 (3,67–8,19), MgO (1,70–2,35), CaO (1,14–22,07), Mn (0,05–0,4), Zn (0,005–0,02), Sr (0,02–0,03).

Пески свиты преимущественно кварцевые. В тяжелой фракции постоянно содержатся (%): циркон (30–70), апатит (15–50), гранат (15–45), ильменит (10–20); в единичных знаках – акцессорные минералы интрузивных и метаморфических пород. Иногда встречаются мелкие (0,2×0,1 мм) полукатанные единичные пластинки золота. Постоянно в единичных знаках присутствуют аутигенные лимонит и пирит, но в отдельных слоях их содержания могут достигать 10 % от веса тяжелой фракции.

Рубцовская свита палеонтологически охарактеризована очень слабо. На площади листа из ее отложений, вскрытых скв. 17, 40 [196] и 19А [181], Э. А. Бессоненко выделила лишь единичные миоценовые спорово-пыльцевые комплексы обедненного видового состава: *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Sparganium*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Artemisia*.

На площади смежного листа М-44-IX отложения свиты охарактеризованы среднемиоценовым комплексом теплолюбивых и солонатоводных остракод [99], а также средне-позднемиоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами, характерными для таволжанского горизонта Западной Сибири [197]. На площади листа М-44-IV в отложениях свиты обнаружены кости мелких млекопитающих миоценового возраста и миоцен–плиоценовая фауна пресноводных моллюсков [2]. В таволжанском горизонте зафиксированы три палеомагнитные ортозоны обратной и две ортозоны прямой полярности, относимые к среднему–позднему миоцену [26].

В настоящее время отложения рубцовской свиты датируются концом среднего–первой половиной позднего миоцена и отвечают таволжанскому горизонту [113].

Павлодарский горизонт. Павлодарская свита (N_1pv ; d,lN_1pv) выделена в 1951 г. В. В. Лавровым в г. Павлодар на правом берегу Иртыша. На площади листа она имеет сплошное площадное распространение и вскрыта всеми скважинами, пробуренными здесь [171, 179, 181, 196]. Согласно или с незначительными локальными размывами залегают на отложениях

рубцовской свиты. На дневную поверхность выходит фрагментом лишь у южной рамки листа в районе сел Куйбышево и Вторые Коростели. На остальной территории свита с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием перекрыта образованиями кочковской свиты, а иногда и верхнеэоценов–голоценовыми озерными отложениями.

Полигенетические образования павлодарской свиты представлены делювиальными, пролювиально-делювиальными, озерными, реже – озерно-аллювиальными и аллювиальными фациями [2]. Мощность ее изменяется от 12,4 м вблизи выступов фундамента до 84 м в древних долинах.

Делювиально-пролювиальные фации в южной части площади представлены бурыми, красно-бурыми, зеленовато-бурыми и коричневыми известковистыми глинами с мергелистыми конкрециями, примесью дресвы и щебня преимущественно кварцевого состава.

В центральной и северной частях листа свита представлена озерными и аллювиально-озерными фациями. Это переслаивание глин, глинистых песков и песчаных глин бурого, желтого, красно- и зеленовато-бурого, коричневого и зеленовато-серого цвета с прослоями песка и плохо окатанного гравия. Часто в глинах содержатся друзы гипса, многочисленные мергелистые конкреции, оолиты гидрооксидов железа и марганца, включения плохо окатанного кварцевого гравия. Иногда в глинах наблюдается тонкая горизонтальная слоистость.

Глины павлодарской свиты монтмориллонит-гидрослюдистые и гидрослюдистые. Для глин озерных фаций характерны несколько повышенные содержания (%) Mn (0,1), Zn (0,01), V (0,01), B (0,006) и пониженные – Ga (0,001), что свидетельствует об их накоплении в солоноватоводных условиях.

Аллювиально-озерные фации отличаются высоким выходом легкой фракции, состоящей (%) из кварца (85–95), обломков пород (5–15) и единичных зерен кальцита. В тяжелой фракции доминируют устойчивые и промежуточные минералы (%): циркон (10–50), апатит (30–60), гранат (35–40), ильменит (15–18), эпидот и цоизит (35–40), сфен (3–15). Постоянно в единичных знаках содержатся акцессорные минералы интрузивных и метаморфических пород, а также аутигенные лимонит, псиломелан, пирит.

На площади листа павлодарская свита очень бедна определяемыми органическими остатками. Из ее отложений, вскрытых скв. 4, 17 и 40, Е. А. Портновой выделены лишь несколько спорово-пыльцевых комплексов очень обедненного видового состава: *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*, *Gramineae*, *Pinus*, *Ulmus*, *Betula*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya* [196], отражающих, очевидно, разреженные широколиственные леса в долинах и сухие степи на плакорах.

На смежных территориях Кулунды, Предалтайской равнины, предгорий Рудного Алтая и в Павлодарском Прииртышье свита охарактеризована фауной млекопитающих, водных и наземных моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми спектрами и семенными комплексами позднего миоцена [2, 42, 67, 99 и др.]. По палеомагнитным данным в павлодарской свите на юге Западной Сибири выделены две ортозоны (N_7N_{1m} и R_8N_{1m}), датируемые поздним миоценом [26]. В настоящее время возраст этой свиты определяется второй половиной позднего миоцена [113].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Кочковский горизонт. Кочковская свита ($lq, lQ_k k\check{c}$; $lq, lEk\check{c}$) впервые выделенная И. Г. Зальцманом и В. А. Мартыновым в 1955 г. по разрезу скв. 15 (с. Кочки) на Касмалинско-Верхнекулундинском увале. Свиту относят к терригенно-полимиктовой буроватой и сероцветной формации [2, 3]. На площади листа имеет сплошное площадное распространение. Ее отложения с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием перекрывают павлодарскую свиту. На дневную поверхность не выходит. В древних ложбинах стока в нее вложены отложения касмалинской свиты и первой надпойменной террасы, а местами здесь она полностью размыта. На остальной территории ее перекрывают отложения красnodубровской свиты. Глубины залегания кровли свиты изменяются от первых метров до 100 м, а ее мощность – от 5,2–9,7 до 86,5 м.

Отложения кочковской свиты представлены озерно-аллювиальными и озерными, реже – аллювиальными. В восточной части листа в ее составе выделяются пролювиально-делювиальные фации [196]. Литологически – это переслаивание буроватых, красновато-бурых, коричневых, серых, темно-серых, зеленовато-, голубовато- и синевато-серых известковистых глин, суглинков, песков, гравийных и глинистых песков, глинистых алевроитов с линзами и прослоями гравия. Делювиально-пролювиальные фации – бурые глины с дресвой и щебнем палеозойских по-

род. Фациальные взаимопереходы наблюдаются, как в вертикальных разрезах свиты, так и по латерали.

Глины кочковской свиты гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, полевыми шпатами, хлоритом и, вероятно, монтмориллонитом. Глины озерных фаций по содержанию микроэлементов и химическому составу (%) достаточно близки павлодарской свите, характеризуются низкими значениями SiO_2 (48,63–56,90), TiO_2 (0,71–0,76), Al_2O_3 (12,85–13,61) и накоплением подвижных окислов Fe_2O_3 (4,10–5,46), MnO (0,08–0,13), MgO (2,33–2,81), CaO (7,26–11,87), Na_2O (0,63–1,63), K_2O (1,86–2,20).

Из отложений свиты, вскрытых скв. 5, 12 и 18, В. С. Зажигин выделил ископаемую фауну грызунов ранне-среднеэоценового возраста: *Proochotona* sp., *Mimomys* sp., *M. reidi*, *M. minor*, *M. praehungaricus*, *M. ex gr. pliocaenicus*, *M. ex gr. intermedius* [196].

По заключению О. Ю. Качуро, в отложениях свиты часто встречаются эоценовые эвригалинные и солоноватоводные остракоды: *Ilyocypris bella* Sharapova, *I. gibba* (Ramd.), *I. manasensis* Mand., *I. aff. lacustris* Kaufman, *I. divisa* Klie, *Cypris subglobosa* Schw., *Candona rectangularata* Alm., *C. rostrata* Br. et Norm., *Candoniella albicans* (Brady), *C. subellipsoida* (Sharapova), *C. ex gr. marcida* Mand., *Eucypris foveatus* M. Popova, *Lymnocythere ornata* Schw., *Lymnocythere producta* Jask., *Cyprideis littoralis* (Brady) и др., всего 50 видов [196].

Карпоботанически свита охарактеризована по скв. 12: *Potamogeton alpinus* Balb., *P. natans* L., *P. perfoliatus* L., *Picea obovata* Ldb., *Alismataceae*, *Carex* ex gr. A, *Carex* ex gr. B, *Heleocharis palustris* R. Br., *Atriplex hortensis* L., *Chenopodium album* L., *Rumex* sp., *Polygonaceae*, *Cruciferae*, *Batrachium* sp., *Ranunculus sceleratus* L., *R. sceleratoides* Nikit., *Thalictrum minus* L., *Potentilla supina* L., *Euphorbia* sp., *Linum* sp., *Hippuris vulgaris* L., *Callitriche* sp., *Labiatae*, *Viola* sp. [196].

Многочисленные и разнообразные спорово-пыльцевые спектры и комплексы, характеризующие, по заключению Л. И. Ефимовой, кочковское время, выделены на площади листа по скв. 6, 12, 18, 31 и 46 [196].

За пределами листа на территории Алтайского края свита охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, семенными комплексами, фауной крупных и мелких млекопитающих, остракод и моллюсков, палеомагнитными и термолюминесцентными определениями [2, 4, 18, 37, 38, 50, 51, 67, 91, 99]. Все это, вместе с приведенными выше палеонтологическими материалами, позволяет датировать кочковскую свиту и одноименный горизонт эоценом [112].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее–среднее звено

Талагайкинский–тазовский горизонты. Краснодубровская свита впервые выделена В. А. Мартыновым в 1955 г. со стратотипическим разрезом по скв. 55 (пос. Краснодубровский) в западной части Приобского плато. Она широко распространена на площади листа, отсутствуя лишь в древних ложбинах стока – Алейской, Барнаульской и Касмалинской, где ее образования полностью смыты. Свита согласно с постепенными переходами залегает на осадках кочковской свиты, но иногда между ними отмечаются слабые локальные размывы, и перекрывается верхнеэоценово-голоценовыми покровными лёссовидными легкими суглинками и супесями, и эоловыми песками. На дневную поверхность она не выходит и вскрыта скважинами на глубинах от первых метров до 15 м. Наибольшие мощности свиты (до 56 м) наблюдаются в осевой части водораздельного Алейско-Барнаульского увала.

Краснодубровская свита, по аналогии со смежным листом М-44-IV, расчленяется на две подсвиты – нижнюю существенно озерную и субаэральную, распространенную на территории листа повсеместно, кроме древних ложбин стока, и верхнюю – субаэральную лёссовидную, сохранившуюся только в пределах Алейско-Барнаульского увала [2, 196].

Нижняя подсвита ($\text{LQ}_{1-11}\text{kd}_1$; L1-11kd_1) мощностью до 20 м состоит из переслаивания озерных серых, темно-, зеленовато-, голубовато-, желтовато-серых и желто-бурых глин, суглинков, супесей, алевритов и мелко-тонкозернистых и среднезернистых песков. Часто в этих прослоях наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, содержатся обломки раковин моллюсков и растительный детрит. В верхней части разреза отмечаются бурые и серовато-бурые прослои (2–7 м) суглинков лёссовидного облика.

Во всех литологических разностях этой подсвиты глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью кварца, хлорита, кальцита и органики [122]. По содержанию микроэлементов и химическому составу нижняя подсвита краснодубровской свиты практически не отличается от образований кочковской свиты.

Верхняя подсвита ($\text{LQ}_{1-11}\text{kd}_2$; L1-11kd_2) мощностью до 36 м представлена субаэральными лёссо-

видными суглинками и супесями, предположительно с горизонтами погребенных почв, прослоями эоловых песков и озерных суглинков, супесей и песков. Она распространена в пределах Алейско-Барнаульского увала и перекрыта маломощной толщей верхнеэоценов-голоценовых покровных субаэральными образованиями. Граница между подсветами проводится довольно условно по появлению лёссовидных суглинков и супесей, характерных для верхней подсветы [2, 122]. Она на дневную поверхность не выходит и изучена по данным бурения.

Верхняя подсвета состоит из переслаивания желто-серых местами обохренных лёссовидных суглинков, желто-бурых тонкозернистых кварц-полевошпатовых слабоглинистых песков, светло-серых пылеватых супесей, серых и голубовато-серых глинистых алевролитов и темно-серых гумусированных горизонтов мощностью 0,2–0,6 м – возможно, погребенные почвы. Отложения этой подсветы сильно известковистые и содержат многочисленные карбонатные конкреции шарообразной и овальной формы диаметром от 0,5 до 4 см.

В верхней подсвете определимые органические остатки не установлены.

Из отложений нижней подсветы, вскрытых скв. 1, 6, 12, О. Ю. Качуро выделена ранне-среднеэоценовая фауна остракод: *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramd.), *I. lacustris* Kaufman, *I. bella* Scharapova, *Cycloocypris globosa* Sars, *Candona arcina* Liepin, *C. fabaeformis* (Fischer), *C. neglecta* Sars, *Candoniella subellipsoida* Scharapova, *Cytherissa lacustris* Sars и другие [196].

По заключению Е. А. Пономаревой, эта подсвета охарактеризована неэоценовой карпофлорой по керну скв. 10 и 12: *Zannichellia palustris* L., *Potamogeton filiformis* Pers., *P. lucens* L., *Alisma plantago-aquatica* L., *Carex* ex gr. *A*, *Heleocharis palustris* R. Br., *Scirpus lacustris* L., *Elatine hydropiper* L., *Potentilla supina* L. и др. [196].

Многочисленные и разнообразные спорово-пыльцевые спектры и комплексы, характеризующие, по заключению Л. И. Ефимовой, краснодубровскую свиту, выделены на площади листа по скв. 6, 10, 12, 31 [196].

В настоящее время возраст краснодубровской свиты в полном объеме определяется как ранне-среднеэоценовый [112].

Среднее звено, шестая ступень–верхнее звено, первая ступень

Тазовский и казанцевский горизонты. Касмалинская свита ($\alpha Q_{16-111}ks$; αII_6-III_1ks) выделена И. Г. Зальцманом в 1950 г., который отнес к ней аллювиальные пески, выполняющие древние ложбины стока Приобского плато. На площади листа ее отложения развиты в пределах древних ложбин стока – Алейской, Барнаульской и Касмалинской, где с глубоким эрозионным врезом и стратиграфическим несогласием вложены в толщу кочковской и краснодубровской свит, а местами залегают и на павлодарской. В Барнаульской и Касмалинской ложбинах касмалинская свита перекрыта бугристо-грядовыми эоловыми песками, а в Алейской ложбине – маломощными лёссовидными супесями, и отложениями первой надпойменной террасы.

У подножия левого склона Барнаульской ложбины между селами Новоегорьевское и Петухов Лог в стенке карьера высотой до 6 м вскрыты желтоватые мелко-тонкозернистые горизонтально слоистые пески. Толщина слоев от первых миллиметров до первых сантиметров. Часто встречаются тонкие (2–3 см) прослойки светло-серых мелкозернистых песков, мелкие линзочки и прослойки (до 2 см) светло-серых грубозернистых мелкогравийных песков. Гравий хорошо окатанный размером до 3–4 мм пестрого петрографического состава.

В Барнаульской и Касмалинской ложбинах все скважины под эоловыми и озерно-болотными образованиями на глубине от 4,5 до 21 м вскрыли касмалинскую свиту мощностью от 5 до 51 м, представленную серыми, желтовато- и темно-серыми с зеленоватым оттенком тонкозернистыми песками, иногда с тонкими (2–15 см) прослойками глинистых алевролитов серого цвета. Вниз по разрезу крупность песка возрастает и в основании разреза он становится среднезернистым с включениями глинистых окатышей и мелкого кварцевого гравия.

Близкий по литологии состав касмалинская свита имеет и в Алейской ложбине, где О. М. Адаменко [2] выделял ее как бобковскую и веселоярскую свиты, отмечая в то же время, что взаимоотношения между ними не выяснены.

В тяжелой фракции песков свиты доминирует (%) группа эпидота-цоизита (61), роговая обманка (15), магнетит и ильменит (23), анатаз (2,6), циркон (3,6), гранат (1,4), апатит, присутствуют аутигенные лимонит и пирит. Легкая фракция представлена кварцем (70 %), полевыми шпатами (25 %), слюдой и кальцитом.

На смежных территориях касмалинская свита, формировавшаяся длительно и прерывисто, состоит из разновозрастных горизонтов [5]. В ней выделяют от 3 до 5 циклов аллювиального осадконакопления, разделенных длительными перерывами [81, 91, 92, 99].

На площади листа свита палеонтологически не охарактеризована.

Единого мнения о возрасте касмалинской свиты до сих пор нет. Ее датируют самаровским оледенением среднего неоплейстоцена [4]; мессовско–ширтинским межледниковьем среднего неоплейстоцена [67, 68]; самым концом среднего–началом позднего неоплейстоцена [108]; средним–поздним неоплейстоценом [2]; поздним неоплейстоценом [91, 99].

Принятый возраст касмалинской свиты отвечает казанцевскому горизонту позднего неоплейстоцена. При этом ее нижняя граница местами несколько опускается в тазовский горизонт среднего неоплейстоцена [112, 156].

Верхнее звено, четвертая ступень

Сартанский горизонт. *Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы* ($\alpha^1 Q_{III_4}$; $\alpha^1 III_4$) выделены небольшим фрагментом в юго-восточном углу листа в долине р. Алей, где вложены в отложения касмалинской и кочковской свит. К аллювию этой террасы мы относим желто-серые плотные глинистые мелкозернистые пески мощностью 7 м, вскрытые скв. 6к [196]. По данным этого автора, наиболее полный разрез аллювия террасы мощностью 9,6 м вскрыт здесь скв. 18 (сверху вниз):

1. Суглинок бурый комковатый с прослойками (до 0,4 м) тонко- и мелкозернистого песка, преимущественно кварцевого состава.....5,7 м
2. Песок глинистый тонко- и мелкозернистый бурый полевошпат-кварцевый, в основании слоя сильно лимонитизирован, с тонкими (до 0,15 м) прослойками суглинков1,6 м
3. Песок алевритистый тонкозернистый серый полевошпат-кварцевый с редкими включениями мелких растительных остатков.....2,3 м

Ниже залегают глины кочковской свиты. Мощность свиты до 15 м.

Аллювиальные пески террасы характеризуются присутствием в тяжелой фракции (%) эпидота (до 51), магнетита и ильменита (до 19), циркона (до 3,5), роговой обманки (до 16), аутигенного лимонита (до 45), в незначительных количествах присутствуют апатит, анатаз, рутил, сфен, ставролит, силлиманит. Легкая фракция представлена кварцем (57 %), полевыми шпатами (40 %), слюдой и кальцитом [196]. Близкий по литологическому составу и мощности разрез аллювия установлен и южнее на площади листа М-44-IX [99, 190].

В долине р. Алей на площади смежного листа М-44-IV в аллювии первой надпойменной террасы обнаружена большая берцовая кость бизона, радиоуглеродный возраст которой определен Л. А. Орловой в $12\,300 \pm 450$ лет (СОАН-8087) [101]. В соответствии с [112], возраст аллювиальных отложений первой надпойменной террасы отвечает четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ВТОРАЯ СТУПЕНЬ–ГОЛОЦЕН

Отложения этого стратиграфического уровня, представленные маломощными образованиями, очень широко развиты на площади листа, образуя практически сплошной плащеобразный покров на различных элементах и формах рельефа. По генезису в их составе выделяются озерные отложения, эоловые пески и субаэральные, преимущественно эоловые, лёссовидные покровные супеси и легкие суглинки, связанные между собой фациальными переходами.

Озерные отложения (Q_{III_2-N} ; III_2-N) довольно широко развиты в озеровидных понижениях рельефа преимущественно вдоль склонов Касмалинской и Барнаульской древних ложбин стока, а также на водоразделе между ними, где заполняют реликтовые эрозионные и дефляционные понижения в толщах краснодубровской, касмалинской, кочковской и даже павлодарской свит.

На площади листа эти отложения мощностью от 6,5 до 26 м вскрыты рядом скважин и представлены переслаиванием тонкозернистых, тонко-мелкозернистых и алевритистых тонкозернистых песков, алевритов, песчано-глинистых алевритов светло-серого, желтоватого, коричневатого- и зеленоватого-серого, и синевато-зеленоватого цвета. Часто содержат очень мелкий тонкораспыленный фитодетрит черного цвета, и имеют сильный запах сероводорода. Мощность прослоев изменяется от 0,8 до 4,7 м.

По берегам озер в абразионных уступах высотой 2–6 м эти отложения представлены светло-серыми и желтоватыми тонкозернистыми и алевритистыми песками с хорошо выраженной тонкой (1–3 мм) параллельной горизонтальной слоистостью. Часто содержат многочисленные мелкие обломки раковин моллюсков, чешую и кости рыб, водоплавающих птиц и грызунов.

По данным [196], в озерных песках тяжелая фракция представлена (%): магнетит – 28, группа эпидота – 38, роговая обманка – 13, апатит – 3,2, гранат – 2,6, турмалин – 2,2, циркон – 2,2, лейкоксен – 2, анатаз – 1,5, рутил – 1, из аутигенных минералов отмечаются пи-

рит, лимонит и сидерит. Легкая фракция представлена в основном кварцем (56 %) и полевыми шпатами (32 %).

В озерных отложениях обнаружены многочисленные кости, зубы и фрагменты черепов мелких млекопитающих: *Ellobius talpinus* Pallas, *Marmota* sp., *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Microtus gregalis* Pallas, *Lagurus lagurus* Pallas, *Sorex* sp., датируемые, по заключению А. В. Шпанского, поздним неоплейстоценом–голоценом.

Возраст этих отложений определяется поздним неоплейстоценом (ермаковский, каргинский и сартанский горизонты)–голоценом, по аналогии со смежным к югу листом М-44-IX [190].

Лёссовидные покровные супеси и суглинки (LIII₂–Н) плащеобразным чехлом перекрывают водораздельные увалы и первую надпойменную террасу, отсутствуя лишь на поверхностях пойм, эоловых песках, озерных и болотных отложениях. Мощность их изменяется от 1–3 м на плоских водоразделах и поверхности террасы до 10–15 м на склонах увалов. Изучены по керну многочисленных скважин.

Представлены они серыми, палево-серыми, желтовато-серыми плотными неслоистыми пористыми сильно известковистыми супесями и легкими пылеватыми суглинками с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, с кротовинами и остатками корневой системы растений. От подстилающих образований они иногда отделены почвенным горизонтом. В нижней части склонов и понижениях рельефа в их составе иногда появляются маломощные делювиальные фации из тонкого (1–10 см) слабо выраженного переслаивания желто-бурых песков и желтовато-серых песчанистых глин.

Возраст определяется по аналогии со смежными территориями и в соответствии с [112, 156] как поздний неоплейстоцен (ермаковский, каргинский и сартанский горизонты)–ранний голоцен.

Эоловые пески (VIII₄–Н) выполняют древние Касмалинскую и Барнаульскую ложбины стока, где перекрывают касмалинскую свиту, за счет перевевания которой они и образовались, и с которой весьма схожи по минералогическому составу. Распространены на Алейско-Барнаульском водоразделе и брошенной эрозионной долине в юго-восточном углу листа, перекрывая отложения красnodубровской свиты между озером Кривым и с. Долино. С образованиями этих свит они связаны пространственно и парагенетически. Площади развития этих песков очень четко выделяются по характерному рельефу: дюны, бугры, гряды, дефляционные котловины, многие из которых заняты озерами и болотами. Мощность этих песков изменяется от 2–3 м в котловинах и межрядовых понижениях до 10–16 м пределах гряд и бугров. Представлены они желтоватыми и желтовато-белыми тонко-мелкозернистыми хорошо окатанными полевошпат-кварцевыми песками, практически не содержащими глинисто-алевритовой фракции (не более 0,8–2,3 %). Встречаются идеально окатанные шарообразные матовые зерна кварца диаметром 1–2 мм.

В этих песках на площади смежного листа М-44-IX обнаружены голоценовые кости млекопитающих, артефакты эпох неолита, бронзы, раннего железа и средневековья, и получена радиоуглеродная датировка в 845 ± 70 лет (СОАН-6294) [99]. В целом возраст эоловых песков принимается как поздненеоплейстоцен (сартанский)–голоценовый.

На геологической карте *эоловые пески и лёссовидные покровные супеси и суглинки* (L, VQ_{III}–Н) показаны только на геологическом разрезе. Мощность 16 м.

ГОЛОЦЕН

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Аллювиальные и озерные отложения высокой поймы (a, lQ_H; a, lH¹) в масштабе карты выделены тремя незначительными фрагментами шириной 0,2–2,4 км в северной и северо-западной части листа, где они приурочены к долинам мелких речек Кормихи, Волчихи и Бакланихи. Высокая пойма возвышается над урезом реки на 4–6 м, цоколь погружен под урезы речек, а мощность аллювия составляет не менее 5 м. По отдельным обнажениям установлено, что она сложена аллювиальными песками, супесями и суглинками, песчанистыми и глинистыми алевритами. Часто встречаются озерные (старичные) фации с прослоями мергелей, гиттий и раковинами моллюсков, а иногда отмечаются 1–3 горизонта погребенных черноземовидных почв мощностью до 0,2 м. Палеонтологически и радиологически не охарактеризованы. В речных долинах на площади смежного листа М-44-IV из подобных отложений получены радиоуглеродные датировки в интервале от $8\ 460 \pm 100$ лет (СОАН-7414) до 5240 ± 120 лет (СОАН-7913) [99], определяющие возраст первой половиной голоцена.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ

Озерные отложения (lQ_n^2 ; lH^2) довольно широко развиты на площади листа, где приурочены к многочисленным озерным котловинам дефляционного и эрозионного генезиса, и вложены в более ранние позднеплейстоцен–голоценовые озерные отложения. Они отложения представлены синевато-, зеленовато- и темно-серыми, и черными илами, иловатыми суглинками, глинами, супесями, алевролитами и песками с многочисленными кристаллами соли и прослоями соли, соды и мергеля. Мощность отложений незначительна и не превышает 4–6 м [103, 196].

В этих отложениях на площади смежного листа (М-44-IX) обнаружены чешуя, кости и жабберные крышки рыб *Carassius auratus gibelio* (Bloch.), фауна голоценовых млекопитающих, и получена радиоуглеродная датировка в $4\ 720 \pm 100$ лет (СОАН-6295) [99]. По условиям их залегания возраст определяется второй половиной голоцена.

Озерные и болотные отложения (l,plQ_n^2 ; l,plH^2) развиты достаточно широко и приурочены к озерным котловинам и дефляционным понижениям рельефа, выработанным в эоловых песках и субаэральных покровных лёссовидных образованиях, хотя и не образуют крупных по площади полей.

Эти отложения мощностью до 4–6 м представлены переслаиванием голубовато-серых, зеленоватых, темно-серых, и черных органоминеральных илов (сапропелей), супесей, тонкозернистых песков, суглинков и глин с прослоями озерных мергелей и пластов (0,6–1,3 м) темно-коричневого торфа, часто с сильным запахом сероводорода [74, 196, 197]. В озерно-болотных илах и мергелях в широких пределах варьируют содержания (%) CaO (4,7–39,7), Fe₂O₃ (0,7–3,6), P₂O₅ (0,06–0,24), SO₃ (0,1–2,4). Необходимо отметить крайне слабую до сих пор изученность этих образований. В 1984–1985 гг. ПГО «Торфгеология» на площади листа выявила в этих отложениях месторождения и проявления сапропеля (Ляпуниха, Ивановское, Чернокоровниково). Кроме того в них установлены проявления озерного мергеля (Ляпуниха) и торфа [197].

У западной рамки листа из этих отложений на берегу озера Рублево, представленных голубовато-серыми глинами и торфом, Г. И. Ненашева [74] выделила шесть палинозон, относимых к позднему голоцену. В их состав в разных количествах входят споры и пыльца: *Sphagnum* L., *Polypodiaceae*, *Equisetum* L., *Pinus sibirica* Du Tour, *P. sylvestris* L., *Larix* L., *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Fruticosa*, *Acer*, *Quercus*, *Ulmus*, *Salix*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Asteraceae*, *Fabaceae*, *Apiaceae*, *Cannabaceae*, *Ephedra*, *Plantago*, *Thalictrum*. По этим данным и условиям залегания возраст отложений определяется верхней половиной голоцена.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования площади листа М-44-III сосредоточены, главным образом, в восточной части исследуемой территории и представлены интрузивными и вулканическими комплексами различного возраста (рис. 4). Наиболее древними с предположительным возрастом ранний–средний палеозой являются гипербазиты сарбасского комплекса, развитые в краевой восточной части Иртышской СФЗ (зоны смятия). Более молодые вулканические подразделения активно-окраинно-континентального этапа в Рудно-Алтайской СФЗ представлены ранне-среднедевонским мельнично-сосновским дацит-риолитовым и средне-позднедевонским каменевским базальт-дацит-риолитовым комплексами. Еще более поздние интрузивные образования коллизионного этапа включают средне-позднекаменноугольный волчихинский габбро-тоналит-гранитовый (Рудно-Алтайская СФЗ), позднекаменноугольно–раннепермский прииртышский диорит-гранодиорит-гранитогнейсовый (Иртышская СФЗ) и раннепермский калбинский гранитовый (Калба-Нарымская и Западно-Калбинская СФЗ) комплексы.

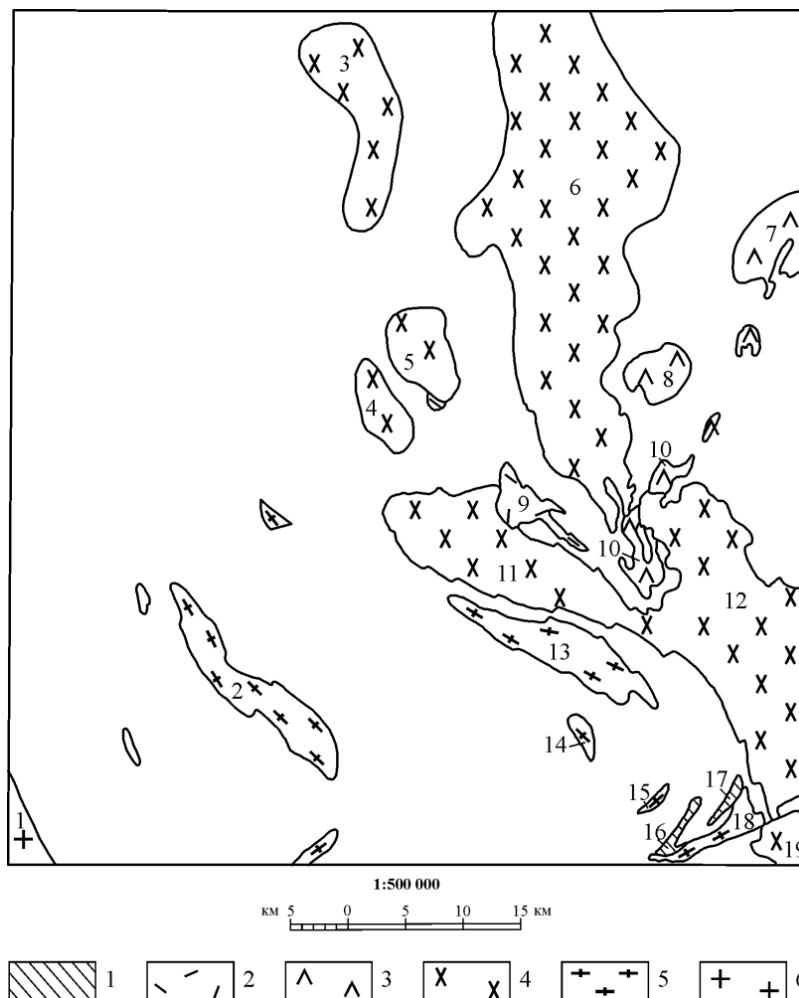


Рис. 4. Схема размещения интрузивных массивов на площади листа М-44-III (Новогорьевское).

Магматические комплексы: 1 – сарбасский гипербазитовый, 2 – мельнично-сосновский дацит-риолитовый, 3 – каменевский базальт-дацит-риолитовый, 4 – волчихинский габбро-тоналит-гранитовый, 5 – прииртышский диорит-гранодиорит-гранитогнейсовый, 6 – калбинский гранитовый.

Интрузивные массивы (цифры на рисунке): 1 – Борисовский, 2 – Новоугловский, 3 – Усть-Кормихинский, 4 – Симоновский, 5 – Кормихинский, 6 – Заозерный, 7 – Петуховский, 8 – Перешеечный, 9 – Западно-Шубинский, 10 – Шубинский, 11 – Чернокоровниковский, 12 – Долинский, 13 – Малошелковский, 14 – Раkitинский, 15 – Горшинский, 16 – Западно-Сарбасский, 17 – Восточно-Сарбасский, 18 – Магистральный, 19 – Локтевский.

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сарбасский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma PZ_{1-2} ?s$) закартирован на юго-востоке листа М-44-III, в восточной краевой части Иртышской зоны смятия, где слагает два небольших сближенных пластинообразно-линзовидных альпинотипных массива (или тектонических блока) среди метаморфических пород иртышского комплекса, отчетливо приуроченных к зоне глубинного Иртышско-Маркакольского разлома. При этом один из них, более западный Западно-Сарбасский массив (16), пространственно совмещен с габброидами, отнесенными к прииртышскому комплексу позднего карбона–ранней перми и амфиболитами иртышского метаморфического комплекса, а Восточно-Сарбасский массив (17), контактируя с последними своей северо-восточной частью, непосредственно примыкает к главной зоне сместителя Иртышско-Маркакольского разлома. Оба массива можно считать петротипическими. Району выходов на эрозионную поверхность фундамента тел гипербазитов соответствует интенсивная гравитационная аномалия, слабо удлиненная в северо-восточном направлении и смещенная относительно данных выходов на юго-восток, что свидетельствует о падении гипербазитовых тел в данном направлении.

Массивы гипербазитов сарбасского комплекса представляют собой смещенные разломами восток-северо-восточной ориентировки и левосдвиговой кинематики узкие линейные тела (тектонические клинья) северо-восточного простирания мощностью в несколько сот метров и протяженностью до 6,5 км и вскрыты скв. 4, 59, 243 [181], а также скв. 44 при проведении ГДП-200. Контакты тел вероятно тектонические. Общая площадь выходов данных образований на эрозионную поверхность складчатого комплекса фундамента составляет не более 10 км². По данным ранее проведенных исследований [61, 181], в одном комплексе с гипербазитами должны рассматриваться и ассоциирующиеся с ними пироксениты и габброиды, которые В. С. Кузубный, А. М. Марьин относили к прииртышскому комплексу. Г. Н. Щербой с соавторами [12] подобные образования в Иртышской зоне смятия на территории Казахстана относятся к протерозойской (?) метагипербазитовой формации (маралихинский комплекс).

По данным предшествующих работ, гипербазиты сарбасского комплекса представлены обычно интенсивно серпентинизированными перидотитами, реже дунитами и роговообманковыми гипербазитами (горнблендитами или шрисгеймитами по В. М. Рыбораку), при этом развитие последних отмечается в краевых и контактовых частях массивов. В отдельных случаях в контактовых габбро-амфиболитах отмечается скарнирование с развитием граната (скв. 61 [181]), что, вероятно, свидетельствует о формировании родинитов. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], перидотиты представляют собой черные с зеленоватым оттенком мелкокристаллические, часто полосчатые породы, состоящие из оливина (20–50 %), в значительной степени замещенного серпентином, пироксена, замещенного игольчатым тремолитом, хлоритизированной магнезиально-железистой бесцветной роговой обманки (вместе с тремолитом по пироксену – 35–40 %), магнетита (5–15 %) и вторичных минералов, из которых наиболее распространены серпентин (мелколистоватый антигорит и волокнистый лизардит по оливину), тремолит, хлорит, менее – тальк и карбонат. Горнблендиты представляют собой темно-зеленые до черных сланцевато-полосчатые породы, состоящие из призматических зерен обыкновенной роговой обманки; характерно развитие эпидота и интенсивная катаклазированность.

Химический состав гипербазитов сарбасского комплекса характеризуется низкой щелочностью при устойчивом преобладании натрия над калием и повышенной магнезиальностью (но не превышающей содержание кремнезема), при этом породы Восточно-Сарбасского массива с более низкими содержаниями титана, алюминия, кальция ближе дунитам, а породы Западно-Сарбасского массива, для которых фиксируются повышенные содержания данных компонентов, – гарцбургитам и лерцолитам. В целом по составу данные перидотиты обнаруживают сходство с породами, характерными для ультрабазитов океанических рифтов и срединно-океанических хребтов [46, 65]. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], гипербазиты характеризуются относительно пониженными содержаниями (г/т) никеля (530), кобальта (80), хрома (2 270), циркония (8) и повышенными концентрациями бария (70) и стронция (60). В отдельных случаях фиксируется повышение содержания титана (TiO₂ – до 1,12 %) при относительно стабильной кремнеземистости, глиноземистости, магнезиальности и щелочности.

Для более детального изучения минералогического и химического состава гипербазитов Во-

сточно-Сарбасского массива в урочище Турухан к югу от скв. 243 [181] была пройдена скв. 44, где вскрыты в различной степени серпентинизированные, чередующиеся гарцбургиты (более 60 %) и дуниты, а также перемежающиеся с ними аподунитовые (преобладают) и апогарцбургитовые серпентиниты. Количественно доминирующие гарцбургиты характеризуются среднезернистыми структурами при некотором идиоморфизме ромбического пироксена (энстатита), гнейсовидными и гнейсовидно-полосчатыми текстурами, обусловленными ориентировкой удлиненных зерен ортопироксена и их концентрированностью в тонкие гнейсовидные зонки-прослои, чередующиеся с существенно оливиновыми участками. Количество ортопироксена непостоянно и варьирует от 10–20 до 40 %, в редких случаях – до 40–50 %, но в большинстве случаев составляет 20–30 % от объема породы. При интенсивной серпентинизации пород по зернам ортопироксена развивается бастит, иногда с примесью карбоната. Дуниты характеризуются более массивными текстурами и нередко более крупнозернистыми структурами, в отличие от гарцбургитов они сильнее серпентинизированы до образования существенно хризотилового серпентинитов с редкими реликтами оливина и петельчатой перекрещенно-чешуйчатой структурой.

По сравнению с гарцбургитами дуниты и аподунитовые серпентиниты содержат больше рудного минерала, главным образом в виде бесформенных и пылевидных скоплений, скелетных, неправильных и хлопьевидных зерен магнетита (до 5 %). Характерными минералами гарцбургитов и дунитов (реже) являются хромшпинелиды (до первых процентов), представленные мелкими, редкими октаэдрическими и неправильными, нередко скелетными и футлярвидными зернами хромита, а также обычно округленными зернами бурой шпинели (пикотита). В отдельных случаях фиксируется наличие скоплений хромита в крутопадающих по гнейсовидности тонких (0,5 см) прожилках совместно с более поздним серпентином и карбонатом.

Серпентиниты, не содержащие реликтов первичных минералов, развиты в виде зон (полос) различной мощности (от первых сантиметров до первых метров) внутри слоисто-полосчатого дунит-гарцбургитового массива и представлены как преобладающими аподунитовыми, так и апоперидотитовыми разностями с переменным количеством талька и карбоната, представленного как магнезиальной разновидностью, так и кальцитом. Аподунитовые серпентиниты имеют существенно хризотиловый состав с единичными зернами бастита и более поздним листоватым антигоритом, в больших количествах содержат магнетит и тальк, тогда как апогарцбургитовые серпентиниты кроме петельчатой апооливиновой хризотиловой массы содержат более крупные зерна бастита и скопления чешуйчатого антигорита. Для серпентинитов характерны прожилки карбоната и тонкие просечки рудного минерала, представленного магнетитом.

Химический состав гипербазитов по скв. 44 представлен в приложении 11 и характеризуется достаточно выдержанными значениями петрогенных элементов, низкими содержаниями щелочей, титана, глинозема и кальция. При этом дуниты и гарцбургиты достаточно уверенно различаются по содержаниям Al_2O_3 (1,24 % в дунитах и 2,8 % в гарцбургитах) и CaO (0,31 % в оливинитах, 1,68 % в дунитах и 2,36 % в гарцбургитах) и менее резко по содержаниям титана, железа, магния и натрия. Характерно количественное преобладание (исключение составляют только очень редкие оливиниты) кремнезема над магнием, что, как и гнейсовые текстуры, типично для океанических перидотитов [46]. Принадлежность гипербазитов к дунит-перидотитовой формации и офиолитовой ассоциации океанических рифтов косвенно подтверждается наличием во вмещающем массивы пород сарбасского комплекса иртышском метаморфическом комплексе блоков апобазитовых амфиболитов с составом океанических толеитовых базальтов N-типа. Металлогеническая специализация рассматриваемых образований сарбасского комплекса предполагает возможности накопления хрома и никеля хромитовой с платиноидами рудной формации, что подтверждается наличием прожилков хромита в аподунитовых серпентинитах, силикатно-никелевой формации в связи с широким развитием в данном районе кор выветривания, а также тальковой, золото-лиственитовой и ряда других рудных формаций.

Микроэлементный состав изученных дунитов и гарцбургитов также свидетельствует об их принадлежности офиолитовой ассоциации COX с характерными относительно невысокими содержаниями Cr (2 390–2 846 г/т, в оливинитах – 1 663 г/т) и относительно повышенными концентрациями Ni (1 866–2 136 г/т, в оливинитах – 2 511 г/т). Типичны очень низкие содержания Ba (1,8–4,4 г/т), Sr (0,6–5,1 г/т, в единичном случае в аподунитовом серпентините – 19,4 г/т), Rb (0,67–1,14 г/т, максимальные в гарцбургитах – 1,64–1,99 г/т), Zr (0,1–1,3 г/т) и редкоземельных элементов, особенно легких лантаноидов, содержания которых в 5–7 раз ниже хондритовых (рис. 5).

Возраст пород комплекса определяются весьма условно залеганием тектонических клиньев гипербазитов среди метаморфических пород иртышского комплекса и их принадлежностью офиолитовому комплексу древней океанической коры Палеоазиатского океана, на окраине ко-

того в раннем девоне была заложена зона субдукции. В настоящее время эта зона на эрозионной поверхности складчатого комплекса фиксируется Иртышской зоной смятия, что подтверждается и глубинными геофизическими исследованиями. В рассматриваемом случае возраст гипербазитов должен быть не моложе девонского, при этом, по мнению В. Ф. Микунова [167], он соответствует раннему палеозою, по мнению Г. Н. Щербы с соавторами – протерозою [12], а В. М. Рыборак с соавторами [181] рассматривали эти породы в составе доверхнедевонского интрузивного комплекса. С учетом длительного развития Палеоазиатского океана, как и зоны субдукции на окраине Сибирского континента, в данном случае принимается условный ранне-среднепалеозойский возраст сарбасского комплекса.

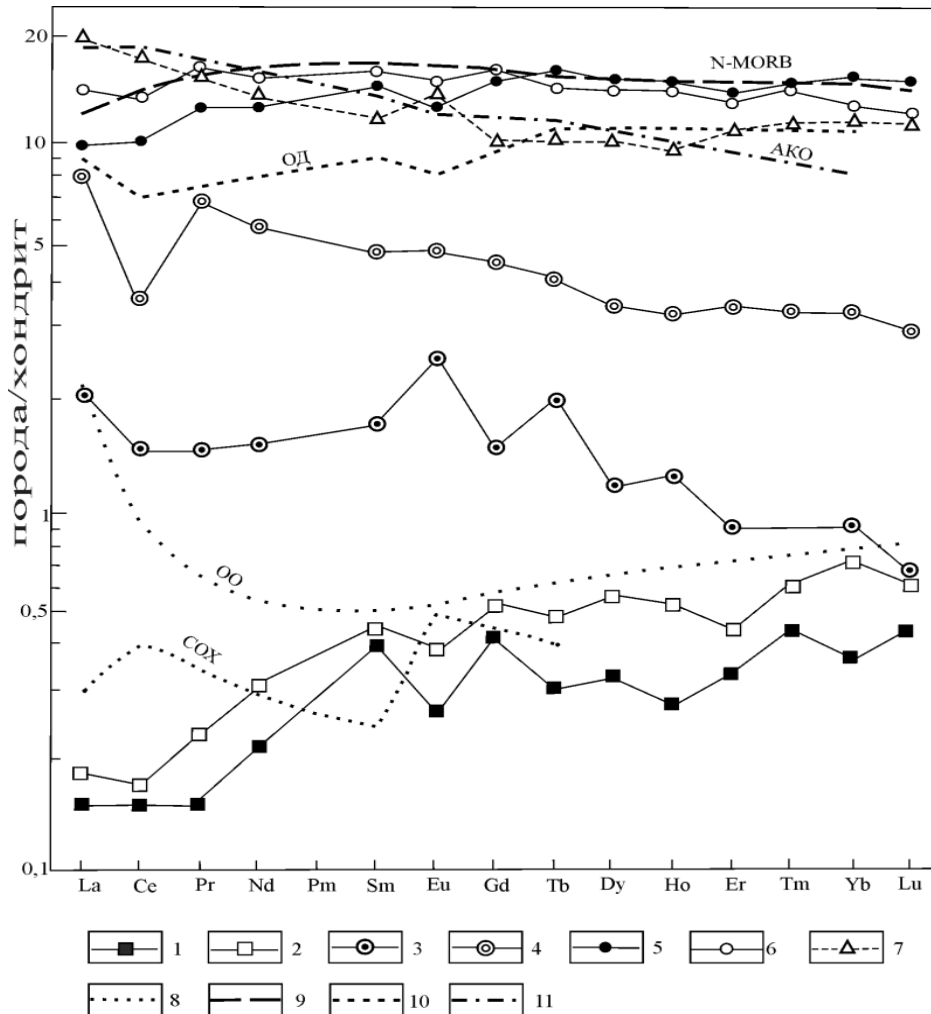


Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту [7] в гипербазитах и базитах различных геодинамических обстановок.

1–2 – в породах сарбасского комплекса (1 – дуниты, 2 – гипербазиты в целом); 3–4 – в породах первой фазы змеиногорского комплекса смежной площади листа М-44-IV (3 – габбро-анортозиты, 4 – габбро); 5–6 – в породах иртышского комплекса (5 – амфиболиты, 6 – кварц-амфиболовые сланцы); 7 – первой фазы прииртышского комплекса; 8 – в гипербазитах срединно-океанических хребтов (СОХ) и океанических островов (ОО) по [46]; 9 – в базальтах N-типа СОХ по [46]; 10 – в толеитовых базальтах Курильской островной дуги; 11 – в базальтах активной континентальной окраины по [22].

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мельнично-сосновский комплекс дацит-риолитовый ($\zeta\alpha; \lambda D_{1-2}ms$). Вулканические образования данного комплекса на площади листа развиты ограниченно в пределах Рудно-Алтайской СФЗ, слагая серию грабеновых структур (в составе мельничной свиты) и субвулканических массивов в западном борту девонского Шубинско-Новоогорьевского (Лебяжинского по В. М. Рыбораку) прогиба и, менее, в зоне Иртышко-Маркакольского разлома. Наиболее крупным является Южно-Кормихинский грабен северо-северо-западного простирания по зоне Борисовского разлома, расположенный в средней части листа, восточнее озера Степного, и сложен-

ный преимущественно пирокласто-осадочными и пирокластическими покровными образованиями кислого состава. Южнее данного грабена и в 4 км западнее д. Шубинка локализованы также сравнительно крупная палеовулканическая структура и Западно-Шубинский субвулканический массив (9) с широким развитием субвулканических риолитов и дацитов. К мельнично-сосновскому комплексу отнесены вулканогенные образования Ивановского блока-грабена в крайнем северо-восточном углу листа, протягивающегося в юго-восточном направлении на площади смежного листа М-44-IV, где представлены туфами кислого и смешанного состава. В целом в состав данного комплекса включаются широко развитые покровные фации, включающие пирокластические и пирокласто-осадочные образования и представленные туфами, туффитами, тефроидами, редко лавами преимущественно кислого, реже – смешанного состава в разрезах мельничной и заводской свит, а также субвулканические образования риолитоидного, редко дациандезитового состава, подобные развитым в петротипической местности в районе Мельничных Сопок окрестностей г. Змеиногорск.

При проведении предшествующих работ [181] вулканы раннего–среднего девона чаще всего рассматривались в составе более молодых образований, поэтому в настоящее время петрографическая и петрогеохимическая изученность пород данного комплекса в пределах рассматриваемой площади остается явно недостаточной. Известно, что в пределах Южно-Кормихинского грабена развиты преимущественно туфы и туффиты кислого состава; западнее данного грабена, в районе д. Кормиха, в небольшом тектоническом блоке в юго-западном контакте Кормихинского гранитоидного массива волчихинского комплекса скважиной вскрыты темно-серые до черных с фиолетовым оттенком, возможно ороговикованные слабополосчатые фельзитовидные риолитоиды (микрофельзиты по В. М. Рыбораку). В пределах Западно-Шубинского субвулканического массива, вероятно являющегося корневой частью сильно эродированной палеовулканической постройки, характерно развитие порфировых риолитов и дацитов (по В. М. Рыбораку) с мелкими вкрапленниками кварца и белого плагиоклаза (альбита), а в западном борту Шубинского прогиба зафиксировано присутствие маломощного тела порфировых дациандезитов брекчиево-обломочного строения. Дациандезиты, вероятно субвулканической природы, зафиксированы также в мелком субмеридионально ориентированном грабене на юго-востоке листа в зоне Иртышско-Маркакольского разлома. Породы характеризуются порфировой структурой с мелкими вкрапленниками кислого плагиоклаза и кварца, ороговикованы, окварцованы, пиритизированы [181].

Химический состав вулканических пород данного комплекса изучен на площади соседних листов. На территории смежного к востоку листа М-44-IV вулканы подобного геологического положения и облика, отнесенные к мельнично-сосновскому комплексу, в своем подавляющем большинстве представлены плагиориолитами низкой щелочности ($\text{Na}_2\text{O}=4,33\%$, $\text{K}_2\text{O}=1,12\%$ при $\text{SiO}_2=76,79\%$) при ограниченной роли дациандезитов и андезитов известково-щелочной серии. При этом породы повышенной основности ($\text{SiO}_2=55-57\%$) на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ располагаются в фигуративном поле толеитовой серии островных дуг, характеризуясь повышенной глиноземистостью и железистостью, низкой титанистостью ($\text{TiO}_2=0,58-0,74\%$) и щелочностью. В целом по петрогеохимическому составу и геологическому положению (активно-окраинно-континентальный вулканический пояс) данная породная ассоциация может быть идентифицирована с проявлениями риолитовой формации или формации натриевых риолитов (кварцевых кератофиров), специализированной на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Возраст мельнично-сосновского комплекса определяется стратиграфическим положением мельничной и заводской свит, установленным на смежных территориях северо-западной части Рудного Алтая, как ранне-среднедевонский. На рассматриваемой территории мельничная и заводская свиты налегают на отложения корбалихинской толщи силура–раннего девона и прорываются субвулканическими массивами вулкаников средне-позднедевонского каменевского комплекса.

Каменевский комплекс базальт-дацит-риолитовый ($\beta, \alpha\beta; \alpha, \zeta\alpha; \lambda, \zeta, \lambda\zeta D_{2-3km}$) развит в пределах Рудно-Алтайской СФЗ и объединяет вулканогенные породы каменевской свиты, а также комагматичные им субвулканические и жерловые образования, широко развитые в центральной части Шубинско-Новоогорьевского прогиба на востоке листа М-44-III. Ранее [169, 179, 181] эти вулканы в большинстве своем рассматривались в составе верхнедевонской или средне-верхнедевонской давидовской свиты, при этом серийной легендой предусматривалось выделение среднедевонской давидовской свиты и средне-позднедевонского давидовско-каменевского вулканического комплекса. После проведения дополнительных исследований в стратотипической местности (район Заводских сопков севернее г. Змеиногорск) и на других участках листов М-44-X и М-44-XI установлена принадлежность риолитов давидовской свиты субвулканиче-

ским телам каменевского уровня, секущим и ороговиковывающим породы заводской и каменевской свит, в связи с чем давидовская свита исключена из серийной легенды, а соответствующий вулканический комплекс переименован в каменевский (Протокол заседания отдела Серийных легенд от 18.02.2008 г.).

Кроме центральной части девонского прогиба, развитие покровных вулканогенных (преимущественно пирокластических) образований комплекса в составе каменевской свиты фиксируется в осложненных крыльях этого прогиба западнее оз. Горькое-Перешеечное и южнее с. Новогорьевское, где туфы и туффиты слагают мелкую мультимасштабную структуру, осложненную разломом северо-восточного простирания. На смежных территориях в составе комплекса выделяется два вулканических цикла: ранний, гериховский с преимущественным развитием вулканических пород основного и среднего состава, соответствующий накоплению отложений нижнекаменевской подсвиты, и поздний (николаевский) с доминирующим формированием риолитоидов и накоплением пирокластиков верхнекаменевской подсвиты. На рассматриваемой площади при более слабой изученности и отсутствии достаточно полных разрезов отложения каменевской свиты показаны нерасчлененными без выделения подсвит. При этом можно отметить, что в южной части Шубинско-Новогорьевского прогиба преобладают вулканы (в том числе субвулканической фации) основного и среднего состава, а в северной – риолитоиды с подчиненным количеством дациандезитов. Общей особенностью осадочно-вулканогенной каменевской свиты данного прогиба и листа М-44-III является ее повышенная туфогенность с широким развитием туфов и туффитов кислого состава. Породам комплекса соответствует слабоповышенное положительное магнитное поле с локальными более интенсивными аномалиями, соответствующими субвулканическим массивам и слабоповышенные значения (с эпицентром в районе с. Новогорьевское) регионального гравитационного фона.

В составе покровной фации каменевского комплекса доминирующим распространением пользуются пирокластические и пирокласто-осадочные породы кислого, реже среднего и смешанного состава, на смежной к востоку площади листа М-44-IV отмечается развитие игнибритов, при этом коэффициент эксплозивности каменевского вулканизма составляет не менее 70 %. В то же время для комплекса характерно развитие вулканических аппаратов центрального типа, что фиксируется и на смежных площадях [30, 31]. В пределах Шубинско-Новогорьевского девонского прогиба можно выделить три основных центра вулканизма с развитием относительно крупных субвулканических массивов сложного состава: Шубинского (10) на юге прогиба, Петуховского (7) на севере (в районе с. Петухов Лог) и более мелкого Перешеечного (8) в средней части прогиба.

Шубинский субвулканический массив (группа массивов) протягивается на 13 км и объединяет серию тел различного состава (базальты, андезибазальты, дациандезиты, дациты, риолиты), обычно удлиненных в субмеридиональном и северо-западном направлении. Размеры тел варьируют от первых сотен метров до 2 и более километров по мощности и до 3–4 км по протяженности. Характерно развитие протяженного, в средней части прорванного лейкогранитами волчихинского комплекса, изогнуто-линейного тела порфировых, иногда миндалекаменных базальтов мощностью около 1 км и более мелких тел андезибазальтов. Присутствуют единичные мелкие дайкообразные тела дациандезитов и дацитов. Наиболее крупный и более изометричный субвулканический Борисовский шток, прорывающий базальты, андезибазальты и дациандезиты, сложен сульфидизированными порфировыми риолитами; в юго-восточной части штока картируется крупный ксенолит андезитов. Покровные разности в пределах Шубинского палеовулкана представлены, по данным А. И. Митина [169], туфолавами и туфами кислого и смешанного состава с редкими прослоями пирокласто-осадочных пород.

Петуховский субвулканический массив расположен на северном замыкании Шубинско-Новогорьевского прогиба, характеризуется размерами 6×10 км (в пределах листа М-44-III) и объединяет неправильной формы тела порфировых дациандезитов, дацитов и риолитов, прослеживаясь на смежную территорию листа М-44-IV, где также занимает значительную площадь эрозионной поверхности складчатого комплекса с доминированием низкощелочных риолитов и плагиориолитов. Вмещающие породы с юга и во внутреннем фрагменте массива представлены туфами кислого и смешанного состава каменевской свиты, на западе и на севере дациандезиты прорывают отложения заводской свиты, а на юго-востоке также и корбалихинской толщи. Данному субвулканическому массиву (палеовулкану) соответствует достаточно интенсивная и широкая, прослеживающаяся в северо-западном направлении под отложения заводской свиты дифференцированная магнитная аномалия, в целом удлиненная в северо-восточном направлении.

Перешеечный субвулканический массив расположен в средней части девонского прогиба, локализуясь на границе отложений заводской и каменевской свит, характеризуется субизомет-

ричной формой с незначительным удлинением в северо-восточном направлении, небольшими размерами (4,0×5,5 км) и сложен порфиrowыми дацитами на востоке и дациандезитами в своей западной части. Массиву в целом соответствует слабоинтенсивная магнитная аномалия, смещенная на северо-запад относительно выходов пород массива на эрозионную поверхность складчатого комплекса.

Петрогеохимический состав каменевского комплекса позволяет относить его к полнодифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии с более широким развитием пород кислого состава: дацитов, риодацитов и риолитов низкой и нормальной щелочности и их туфов. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], породы покровной и субвулканической фаций данного комплекса близки по петрохимическому и петрографическому составу, отличаясь только степенью раскристаллизованности и размерами вкрапленников. Базальты, андезибазальты, андезиты представляют собой массивные, иногда миндалекаменные породы темно-серой зеленоватой до темно-зеленой окраски, характеризуются порфиrowой и гломеропорфиrowой структурой с микролитовой основной массой. Вкрапленники составляют от 20–30 до 50 % от объема породы и представлены таблитчатым и короткопризматическим, часто зональным плагиоклазом (доминирует), призматической и игольчатой роговой обманкой; иногда в более кислых разностях присутствует кварц, часто развитые плагиофиrowые разности. Определены акцессорные сфен, апатит, циркон, широко развиты вторичные изменения. Дациты представляют собой серые, иногда зеленоватые массивные порфиrowые породы с таблитчатыми вкрапленниками кислого плагиоклаза-олигоклаза (размером 0,5–3,0 мм), округлого кварца и очень редкими игольчатыми кристаллами роговой обманки. Количество вкрапленников варьирует от 10 до 30 %. Основная масса обычно хорошо раскристаллизована с образованием полнокристаллической аллотриоморфнозернистой, иногда сферолитовой структуры и присутствием зерен апатита, циркона и сфена. Риолиты и риодациты характеризуются более светлой окраской и порфиrowой структурой с доминирующим развитием во вкрапленниках альбита таблитчатой формы при общем объеме вкрапленников 20–25 % от объема породы.

Химический состав вулканитов каменевского комплекса свидетельствует о его принадлежности известково-щелочной петрохимической серии при сохранении ряда показателей толеитовой серии (рис. 6), как и на смежных к юго-востоку площадях Рудного Алтая [190]. Базальты и андезибазальты, развитые в пределах Шубинского участка, характеризуются умеренной и повышенной железистостью ($f=0,75$ в базальтах, $f=0,68$ в андезибазальтах), снижающейся при повышении кремнеземистости, повышенной глиноземистостью ($al'=1,18$ в базальтах, $al'=1,25$ в андезибазальтах), умеренной титанистостью ($TiO_2=0,90-0,99$ %) и низкой щелочностью (табл. 1) при повышенной фосфористости. Андезиты при повышенной титанистости, при более низкой железистости и в целом низкой щелочности имеют уже более высокие содержания калия. В дациандезитах и дацитах продолжается рост калиевости при высокой фосфористости, но сохраняется ясно проявленный натриевый уклон ($Na_2O/K_2O=1,3-2,2$), фиксирующийся и в риодацитах при наличии пород плагиориодацитового состава, что сближает данные вулканиты с предшествующими им по времени вулканитами мельнично-сосновского комплекса. Риолиты характеризуются примерно равными количественными соотношениями натрия и калия или незначительным преобладанием последнего.

В целом для пород каменевского комплекса характерен отчетливо выраженный натриевый уклон при повышенной калиевости по сравнению с породами мельнично-сосновского комплекса, но более низкий уровень калиевости, чем в более поздних вулканитах средне-позднекаменноугольного панфиловского комплекса, пользующихся ареальным развитием на смежной территории листа М-44-IV. Также весьма характерны интенсивные автосоматические и наложенные гидротермально-метасоматические изменения, проявленные как в породах покровной и субвулканической фаций, так и в экзоконтактах тел вулканитов, выраженные в образовании серицитовых микрокварцитов, серицитолитов, серицит-хлоритовых пород и других метасоматитов аргиллизитоидно-березитоидного ряда (табл. 1), на смежных территориях Рудного Алтая тесно ассоциирующих с колчеданно-полиметаллическими рудами.

Петрогеохимический состав и геологическое положение каменевского комплекса позволяют отнести его к проявлениям полнодифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации при весьма широком развитии риолитоидных разностей, характерной для наложенных вулканических поясов и энсиалических островных дуг. На диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO [82] каменевские вулканиты идентифицируются с породами андезитовой формации Андийской континентальной окраины и Восточно-Сихотэ-Алиньского ВПП, известково-щелочной серии и игнимбритового комплекса Андийского вулканического пояса (рис. 7). Бимодальный характер данной средне-позднедевонской вулканической серии, проявленный в более южных районах Рудного Алтая [30, 31], на рассматриваемой территории не подтверждается, что следует из гистограммы

распределения SiO_2 в каменевских вулканитах на площади листов М-44-III и М-44-IV (рис. 8). Количественные соотношения объемов основных, средних и кислых вулканогенных пород на площади листа М-44-III примерно оцениваются как 1:2:6, а совместно со смежной территорией листа М-44-IV (Рубцовская подзона Рудно-Алтайской зоны), где фиксируется значительно более широкое развитие риолитоидных разновидностей, что более типично для активных континентальных окраин, как 1:3:20. Возраст каменевского комплекса определяется стратиграфическим положением палеонтологически охарактеризованной каменевской свиты как конец живета-фран. При этом на смежных площадях Рудного Алтая данные вулканиты обнаруживают тесные коагматические связи с интрузивными образованиями змеиногорского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса, для которого серийной легендой принят позднедевонский возраст.

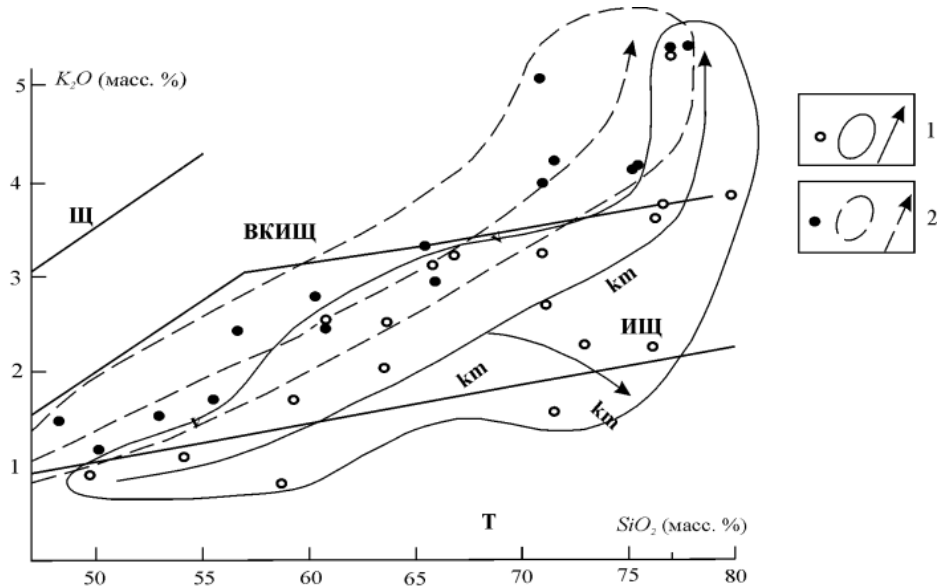


Рис. 6. Сериальная принадлежность пород каменевского и волчихинского комплексов.

1–2 – фигуративные точки средних составов основных разновидностей, поля и тренды каменевского (1) и волчихинского (2) комплексов. Серии по Whitford e.a., 1979: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, ВКИЩ – высококаалиевая известково-щелочная, Щ – щелочная [22].

Таблица 1

Химический состав пород каменевского комплекса

Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Базальты	6	<u>49.85</u> 1,30	<u>0.90</u> 0,09	<u>18.41</u> 1,80	<u>6.25</u> 1,25	<u>5.41</u> 0,95	<u>0.23</u> 0,11	<u>3.95</u> 0,75	<u>5.54</u> 4,38	<u>1.18</u> 0,53	<u>0.45</u> 0,18	<u>0.13</u> –
Андезибазальты	4	<u>54.08</u> 1,19	<u>0.99</u> 0,24	<u>16.76</u> 0,61	<u>3.74</u> 1,84	<u>5.36</u> 1,99	<u>0.17</u> 0,09	<u>4.30</u> 0,30	<u>6.95</u> 2,57	<u>2.59</u> 1,25	<u>0.65</u> 0,58	<u>0.20</u> 0,06
Андезиты	2	59,29	1,02	15,93	2,91	4,64	0,16	4,52	4,50	2,62	1,24	0,15
Дациандезиты	4	<u>63.66</u> 1,10	<u>0.91</u> 0,11	<u>13.57</u> 1,24	<u>2.07</u> 1,08	<u>5.44</u> 0,82	<u>0.20</u> 0,06	<u>1.33</u> 0,34	<u>2.69</u> 1,63	<u>3.45</u> 1,22	<u>1.59</u> 0,80	<u>0.45</u> 0,58
Туф дациандезита измененный	1	63,82	0,85	17,16	6,84	0,59	0,07	1,21	1,17	0,77	2,54	0,25
Дациты	9	<u>65.92</u> 0,80	<u>0.68</u> 0,10	<u>14.27</u> 1,18	<u>2.16</u> 0,68	<u>3.42</u> 1,06	<u>0.13</u> 0,05	<u>1.51</u> 0,30	<u>2.04</u> 1,33	<u>3.48</u> 0,42	<u>2.65</u> 0,89	<u>0.21</u> 0,04
Риодациты и их туфы	9	<u>71.04</u> 1,66	<u>0.45</u> 0,44	<u>14.02</u> 1,21	<u>1.65</u> 1,11	<u>2.02</u> 1,54	<u>0.11</u> 0,09	<u>0.96</u> 0,34	<u>1.74</u> 0,80	<u>3.04</u> 0,62	<u>2.24</u> 0,65	<u>0.07</u> 0,04
Плагиориодацит	1	72,99	1,30	13,62	0,92	1,77	0,07	0,20	0,56	4,18	1,81	0,10
Риодациты и их туфы измененные	6	<u>70.83</u> 1,48	<u>0.34</u> 0,21	<u>13.89</u> 1,34	<u>2.80</u> 1,84	<u>1.50</u> 1,50	<u>0.05</u> 0,03	<u>0.90</u> 0,44	<u>1.93</u> 2,43	<u>0.62</u> 0,33	<u>2.33</u> 0,75	<u>0.03</u> 0,04
Риолиты и их туфы	8	<u>76.31</u> 1,78	<u>0.16</u> 0,13	<u>12.54</u> 0,51	<u>1.26</u> 0,92	<u>0.87</u> 0,54	<u>0.08</u> 0,07	<u>0.45</u> 0,46	<u>0.55</u> 0,26	<u>2.83</u> 0,95	<u>3.14</u> 0,93	<u>0.06</u> 0,03
Риолиты измененные	2	77,72	0,20	12,66	0,42	1,57	0,03	0,50	0,07	0,08	3,36	0,03

Примечание: в числителе – средние содержания в массовых процентах, в знаменателе – стандартные отклонения, n – количество проб в выборке.

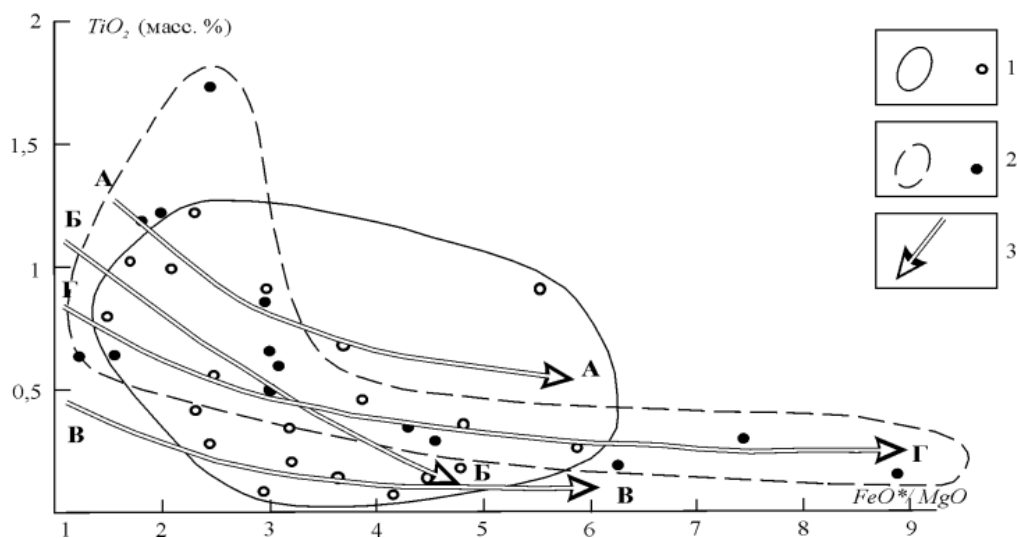


Рис. 7. Диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO для магматических пород листа М-44-III.

1–2 – для средних составов основных разновидностей пород и их фигуративных полей каменевского (1) и волчихинского (2) комплексов. Главные тренды типовых формаций (3): А–А – андезитовые формации Андийского пояса и Восточно-Сихотэ-Алиньского ВПП, Б–Б – известково-щелочные серии Андийского вулканического пояса, В–В – игнимбритовый комплекс Андийского пояса, Г–Г – андезитовая и дацит-риолитовая формации Большого Кавказа [82].

Примечание: использованы анализы с площади листов М-44-III, М-44-IV.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Волчихинский комплекс габбро-тоналит-гранитовый. Интрузивные образования данного комплекса широко распространены в центральной и восточной части листа М-44-III в пределах Рудно-Алтайской СФЗ, где слагают целый ряд полифазных и полифациальных массивов различного размера, удлинённых в северо-западном и субмеридиональном направлении и вероятно представляющих собой разрозненные выходы на эрозионную поверхность складчатого фундамента частей крупного батолита, прослеживающегося в том же северо-западном направлении за границы характеризуемой площади. Осевая часть данного батолита пестрого состава отчетливо фиксируется дугообразно изогнутой (согласно Иртышско-Маркакольскому разлому) цепью положительных магнитных аномалий интенсивностью до $(5-6) \cdot 10^{-2}$ нТл, но в региональном гравитационном поле так же отчетливо не выражена. Наиболее крупные его слагаемые картируются как Долинский массив (12), прослеживающийся в северо-западном направлении от восточной рамки площади с территории листа М-44-IV, его западно-северо-западное ответвление до оз. Чернокоровниково – Чернокоровниковский массив (11) и Заозерный массив (6) в северной части листа. В западной части Рудно-Алтайской зоны вскрываются более мелкие Симоновский (4) и Кормихинский (5), севернее – выделяемый по геофизическим данным Усть-Кормихинский (3) массивы, а в юго-восточном углу листа – крайняя северо-западная часть Локтевского массива (19), прослеживающегося с юга, с площади листов М-44-IV и М-44-IX вдоль зоны Иртышско-Маркакольского разлома. Петротипический Волчихинский массив расположен в пределах Рудно-Алтайской СФЗ на территории Казахстана (лист М-44-XVII), где прорывает раннекаменноугольные отложения.

Контактные изменения вмещающих терригенных песчано-сланцевых (корбалихинская толща) и девонских осадочно-вулканогенных толщ проявлены широко и выражены в образовании зон ороговикованных пород шириной от 100–200 м у крутопадающих контактов, что, в частности фиксируется в западном контакте Заозерного массива, до 1–2 км в пологозалегающих контактах, что характерно для восточных ограничений Кормихинского и Долинского массивов [181]. Наиболее интенсивно контактовый метаморфизм проявлен в северо-восточном контакте Долинского массива, где В. М. Рыбораком с соавторами [181] выделяются последовательно сменяющие друг друга зоны: внешняя зона пятнистых сланцев (фация эпидотальбитовых роговиков), зона узловатых сланцев (фация альбит-биотитовых роговиков со скоплениями актинолита) и внутренняя зона контактовых роговиков. В последней, в свою очередь, можно выделить чередующиеся (в зависимости от состава исходных пород и их проницаемо-

сти) зону амфиболовых роговиков и зону пироксеновых роговиков. Кроме того, в прослоях существенно карбонатного и мергелистого состава развиты скарноиды с парагенезисом карбоната (кальцит и доломит), эпидота, клинопироксена и граната. В южном, сложной формы экзоконтакте Заозерного массива в скв. 177 [181] отмечается развитие плагиоклаз-андалузитовых роговиков с пиритом по глинистым сланцам каменевской свиты.

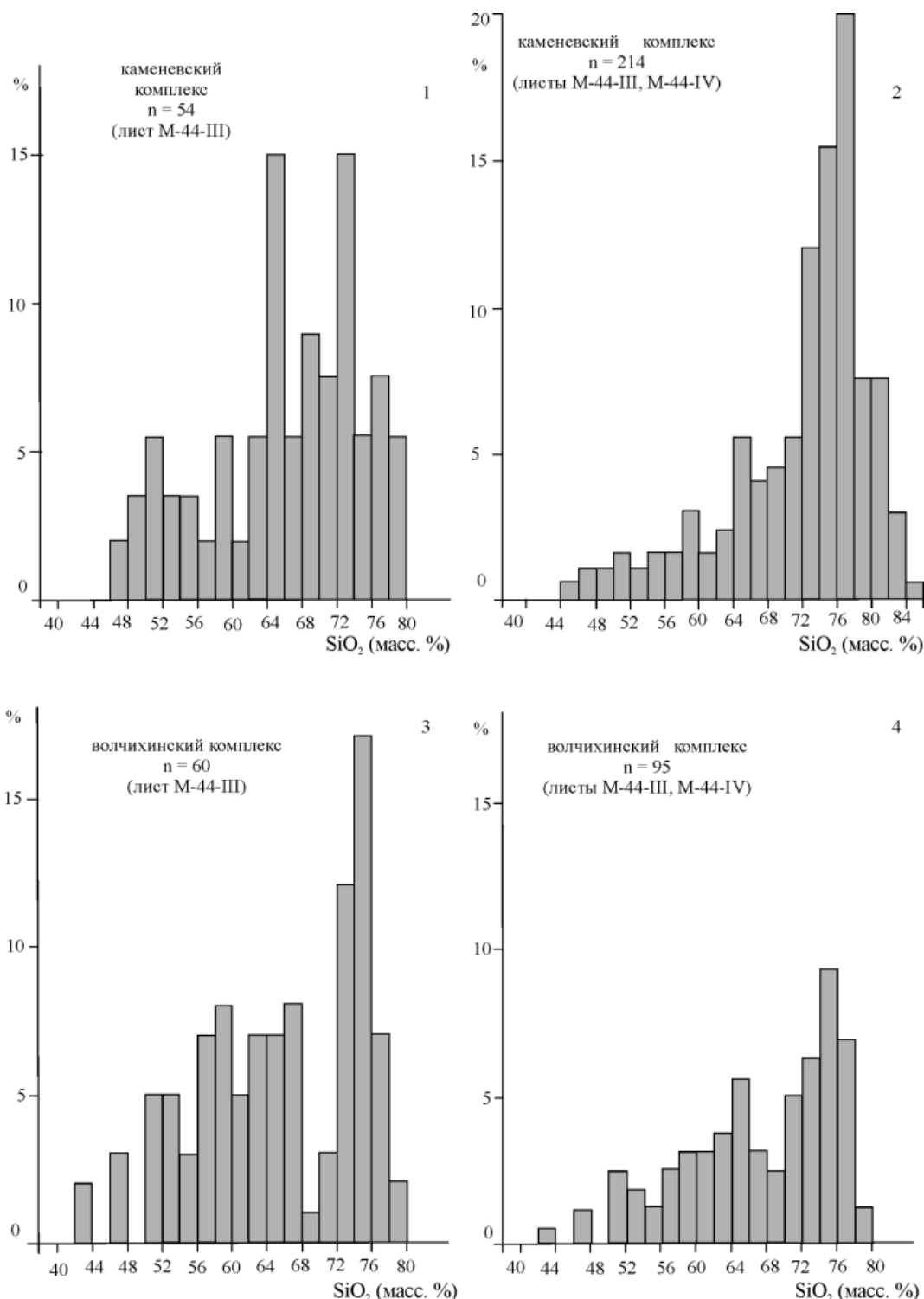


Рис. 8. Гистограммы распределения SiO₂ в магматических комплексах Алейской площади и листа М-44-III.

Примечание. При составлении гистограмм каменевского (2) и волчихинского (4) комплексов использованы анализы с площади листа М-44-IV.

В составе комплекса на изученной территории выделяется четыре фазы внедрения: *первая* – габброиды и диориты (20 %) ($v; \delta, v\delta C_{2-3} v_1$); *вторая (главная)* – кварцевые диориты, гранодиори-

ты и, в гораздо меньшей степени, тоналиты (40 %) ($\gamma\delta$; $q\delta C_{2-3V_2}$); *третья* – граниты, менее плагиограниты (7 %) (γC_{2-3V_3}); *четвертая* – лейкограниты и менее – калиевые умереннощелочные лейкограниты (32 %) ($l\gamma$; $el\gamma C_{2-3V_4}$). Достаточно широко как внутри интрузивных массивов, так и во вмещающих породах различного возраста развиты *дайки* долеритов (βC_{2-3V}), диорит-порфиритов ($\delta\pi C_{2-3V}$), кварцевых диорит-порфиритов ($q\delta\pi C_{2-3V}$), гранит-порфиров ($\gamma\pi C_{2-3V}$) и аплитовидных гранитов ($\alpha\gamma C_{2-3V}$). Необходимо отметить, что на смежной площади листа М-44-IV соотношение объемов фаз другое, при этом граниты составляют не менее 40 % и распространены более, чем породы второй фазы (рис. 8).

Породы первой фазы, с учетом смежных площадей, развиты сравнительно в небольших объемах, сосредоточены, главным образом в юго-восточной части площади в пределах Долинского массива (преимущественно в его западной части) и представлены габбро, габброноритами, кварцсодержащими и амфиболовыми габбро, габбродиоритами и диоритами. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], в габброидах нередко фиксируется присутствие ромбического пироксена (гиперстена с содержанием $Mg_2Si_2O_6=62-67\%$) и клинопироксена, представленного авгитом ($MgSiO_4=42\%$, $FeSiO_2=15\%$, $CaSiO_3=43\%$), возможно титан-авгитом, плагиоклаз по составу соответствует лабрадору, нередко присутствуют листоватые агрегаты темно-коричневого биотита (до 10 %) и ксеноморфные зерна кварца. В амфиболовых габбро в количестве от 40 до 60 % развита обыкновенная роговая обманка зеленовато-бурого цвета, образующая зерна неправильной и короткопризматической формы, и биотит (до 8 %). Характерны пойкилитовые и пойкилоофитовые структуры с широкими вариациями содержаний главных компонентов. Диориты представляют собой серые, зеленовато-серые среднезернистые массивные породы призматически-зернистой, гипидиоморфнозернистой и пойкилоофитовой структуры. В составе пород доминирует плагиоклаз (андезин), развиты зеленовато-бурая роговая обманка и реликтовый пироксен, вероятно гиперстен (в сумме – 20–25 %), биотит (5 %), ксеноморфные зерна кварца (до 5 %), магнетит, акцессорные сфен и апатит.

Химический состав габброидов первой фазы волчихинского комплекса характеризуется повышенной титанистостью (TiO_2 до 2,14 %), умеренной и повышенной глиноземистостью ($al'=0,96$ в габбро, $al'=1,29$ в габбродиоритах, $al'=1,33$ в диоритах), высокой железистостью ($f=71$), нормальной щелочностью при несколько повышенной калиевости и повышенными содержаниями фосфора (табл. 2). По различным петрохимическим показателям породы первой фазы волчихинского комплекса обнаруживают принадлежность как к толеитовой (титанистость, соотношения железа и магния), так и к известково-щелочной сериям, что типично для низкокремнеземистых пород коллизионных геодинамических обстановок (рис. 6, 7).

Таблица 2

Химический состав пород волчихинского комплекса

Порода	Фаза	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Габбро	1	6	48,32	1,72	16,23	5,65	6,28	0,20	4,91	8,51	2,97	1,01	0,46
			3,31	0,44	2,23	2,86	0,83	0,05	1,81	0,56	0,99	0,83	0,35
Габбродиориты	1	3	52,97	1,18	17,56	2,02	6,75	0,16	4,88	8,45	3,23	1,06	0,22
			0,48	0,22	0,72	0,60	0,61	0,04	0,87	0,92	0,76	0,31	0,04
Диориты	1	3	55,43	1,21	16,89	2,60	5,87	0,21	4,24	5,68	3,03	1,22	0,21
			1,39	0,66	0,76	1,42	1,22	0,08	1,08	3,51	0,73	0,52	0,07
Диорит измененный	1	1	56,88	0,74	12,74	3,58	9,26	0,52	1,36	1,72	1,36	2,00	–
Кварцевые диориты	2	15	60,29	0,85	15,49	2,91	4,52	0,14	2,57	4,75	2,53	2,17	0,15
			1,73	0,19	0,81	1,33	0,98	0,04	0,71	1,14	0,76	0,65	0,07
Гранодиориты-тоналиты	2	10	66,03	0,65	14,38	1,68	3,52	0,13	1,74	3,36	3,45	2,49	0,14
			1,24	0,13	0,35	1,17	1,28	0,08	0,49	1,83	0,92	0,78	0,03
Граниты	3	3	71,43	0,39	14,47	1,52	1,54	0,07	0,78	1,50	3,01	3,79	0,06
			1,57	0,16	0,35	2,02	0,87	0,03	0,42	1,44	1,70	0,79	0,05
Гранит измененный	3	1	68,52	0,50	12,37	2,95	3,10	0,11	2,02	3,04	0,74	2,20	0,11
Лейкограниты	4	19	75,12	0,29	12,61	0,70	1,53	0,06	0,49	1,28	3,30	3,68	0,04
			1,29	0,12	0,68	0,83	0,60	0,02	0,42	0,78	0,44	0,81	0,03
Лейкогранит умереннощелочной	4	1	76,39	0,08	12,37	0,31	0,88	0,04	0,30	0,56	3,38	5,60	0,02

Примечание: в числителе – средние содержания в массовых процентах, в знаменателе – стандартные отклонения, n – количество проб в выборке.

Породы второй фазы широко развиты по всей площади листа как в крупных (Долинский, Заозерный, Локтевский), так и в более мелких (Кормихинский, Симоновский) массивах и представлены фациальным рядом кварцевый диорит–гранодиорит–тоналит–меланоплагиогранит с

доминированием гранодиоритов и кварцевых диоритов. Гранодиориты представляют собой серые, зеленовато-серые среднезернистые, нередко неравномернозернистые и порфириовидные породы с переменным минералогическим составом в результате количественных вариаций содержаний темноцветных минералов: буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки, биотита и, реже, ромбического и моноклинного пироксена, в сумме составляющих от 10 до 30 % [181]. Плаггиоклаз (30–50 %) представлен таблитчатым, нередко зональным андезином, по периферии раскисленным до альбита, калиевый полевой шпат (10–15 %) обычен в ксеноморфных зернах и иногда по периферии замещает кристаллы плаггиоклаза. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом и цирконом. Плаггиограниты как приконтактовая фациальная разновидность кварцевых диоритов характеризуется более светлой окраской и вариациями состава плаггиоклаза от доминирующего альбит-олигоклаза и олигоклаза до зонального андезина вблизи контактов с породами первой фазы. Биотит (лепидомелан) и обыкновенная роговая обманка присутствуют в переменных количествах (до 25 %) и резко варьирующих соотношениях до отсутствия одного из них. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом. По мнению В. М. Рыборака, в контактовых частях массивов, габброидных и гранитоидных фаз данного комплекса также развиты гибридные породы состава кварцевых диоритов, характеризующиеся расплывчатыми контактами, неравномернозернистой, часто порфириовидной структурой и такситовой текстурой с «кучным» шпировым распределением биотита и роговой обманки и с большим количеством интенсивно перекристаллизованных ксенолитов.

Химический состав кварцевых диоритов и гранодиоритов волчихинского комплекса в целом характеризует их как умеренно-глиноземистые породы (индекс Шенда в гранодиоритах – 0,99) известково-щелочной серии нормальной щелочности и повышенной калиевости (рис. 6; табл. 2). В отличие от пород змеиногорского комплекса, широко проявленного на смежных к востоку и юго-востоку площадях Рудного Алтая, в них меньше кальция при том же уровне магния и более высоких железистости и калиевой щелочности, что соответствует отличиям типовых породных рядов более ранней в формационном ряду тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой и более поздней диорит-гранодиоритовой формаций коллизионных обстановок [82].

Гранитоиды третьей фазы также пользуются широким, но более, чем породы второй фазы, ограниченным распространением в Долинском, Симоновском, предполагаемом по геофизическим данным Усть-Кормихинском массивах по всей площади развития комплекса; в меньшем количестве они присутствуют в Заозерном и Кормихинском массивах. Петрографический состав пород третьей фазы определяется доминированием роговообманково-биотитовых гранитов, гораздо реже (в отличие от змеиногорского комплекса) как фациальная разновидность встречаются плаггиограниты.

Граниты представляют собой массивные, обычно мелко-среднезернистые, иногда порфириовидные породы с гипидиоморфнозернистой гранитовой микроструктурой, состоящие из кварца (20–25 %), обычно идиоморфного и нередко зонального плаггиоклаза с переменным составом от олигоклаз-андезина до альбита (20–30 %), калиевого полевого шпата (25–35 %), темно-бурого, часто хлоритизированного биотита и зеленой обыкновенной роговой обманки (5–10 %). В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, сфен, циркон. В измененных разновидностях (как и в измененных диоритах) развиты агрегаты эпидота, снижается содержание щелочей (более всего натрия в результате серицитизации плаггиоклаза), глинозема и повышаются содержания Fe, Mg и Ca, что свидетельствует о развитии в них процесса пропилитизации.

Химический состав роговообманково-биотитовых гранитов третьей фазы волчихинского комплекса (табл. 2) характеризует их как высокоглиноземистые (индекс Шенда – 1,23) и высокожелезистые ($Fe/Fe+Mg=0,67$, $FeO^*/FeO+MgO=0,8$) породы низкой и нормальной щелочности ($Na_2O+K_2O=6,8\%$; коэффициент агапитности – 0,62) с незначительным преобладанием калия над натрием ($Na_2O/K_2O=0,79$). По ряду петрохимических показателей – агапитности, калиевости (0,45), окисленности железа (0,46) граниты третьей фазы волчихинского комплекса, как и предшествующие им гранодиориты второй фазы внедрения, хорошо идентифицируются с гранитоидами андезитового ряда (I-тип гранитов), в то же время по высокой глиноземистости и низкой известковистости ($Ca/Na+K=0,15$) при низкой агапитности они приближаются к коллизионным гранитоидам S-типа или, по классификации Л. В. Таусона (1977 г.), к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, типичных для геодинамических обстановок зон континентальной коллизии. По схеме геодинамической типизации гранитоидов по петрохимическим данным (по П. Маньяру и Ф. Пикколи, 1989) данные породы, как и на смежной площади листа М-44-IV, где они пользуются значительно более широким распространением, также уверенно идентифицируются с коллизионными гранитоидами [93]. Необходимо отметить, что совмещение гранитоидов с характеристиками I- и S-типов весьма характерно для целого ряда

зон внутриконтинентальной коллизии [80, 82].

Принадлежность вышерассмотренных высокоглиноземистых гранитов волчихинскому комплексу уверенно устанавливается по их тесной пространственной ассоциации с типичными для последнего породами кварцдиорит-гранодиоритового ряда, по их петрогеохимической идентификации с типичными коллизионными гранитоидами и принадлежности крупному линейному ареалу волчихинского комплекса, прослеживающемуся в юго-восточном направлении на территорию Казахстана.

Гранитоиды четвертой фазы внедрения на исследуемой площади представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми лейкогранитами, фациально варьирующими от лейкоплагиогранитов до существенно калиевых умереннощелочных лейкогранитов. Данные породы развиты в небольшом количестве, но присутствуют в большинстве многофазных массивов волчихинского комплекса. Более всего лейкогранитоиды четвертой фазы распространены и изучены в Долинском массиве; ранее В. М. Рыбораком с соавторами здесь выделялся небольшой Круглосеменовский массив [181], сложенный биотитовыми и мусковитовыми лейкогранитами (гранитами по В. М. Рыбораку). Лейкограниты характеризуются как розовато-серые до светло-серых средне-крупнозернистые, нередко порфириформные породы с гпидиоморфнозернистой гранитовой, участками микропегматитовой структурой, сложенные кварцем (25–30 %), интенсивно пелитизированным калиевым полевым шпатом, представленным решетчатым микроклином (15–55 %), кислым, иногда зональным плагиоклазом (10–40 %), листоватыми агрегатными скоплениями темно-бурого биотита (до 5 %), акцессорными магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом.

Химический состав лейкогранитов (табл. 2) сильно варьирует по содержаниям калия, магния, окисленного железа, в меньшей степени натрия и кальция и характеризуется повышенной и высокой глиноземистостью (индекс Шенда – 1,08) и в целом низкой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,98\%$) при незначительном преобладании калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,90$) и низкой алкаитности ($\text{Na}+\text{K}/\text{Al}=0,74$). При этом по ряду петрохимических показателей – калиевости (0,42), железистости (0,71), известковистости (0,13), повышенной глиноземистости и пониженной алкаитности лейкограниты близки гранитам третьей фазы данного комплекса, также в значительной степени соответствуя коллизионным гранитоидам S-типа и наследуя ряд особенностей гранитоидов I-типа. В то же время характерно наличие фаций калиевых (более развитых в Первомайском массиве смежного к востоку листа М-44-IV) и умереннощелочных лейкогранитов. Последние, в единичном случае, вскрыты скважиной 151А [181] в средней части Чернокуровниковского выступа Долинского массива и характеризуются большей лейкократностью при существенном преобладании калия над натрием (табл. 2). Вместе с гранитоидами третьей фазы лейкограниты четвертой фазы комплекса на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (по Whitford e. a., 1979) [22] располагаются в поле высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 6).

Жильная фация волчихинского комплекса представлена дайками пород различного состава, среди которых преобладают долериты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранит-порфиры и аплитовидные граниты (микрограниты по В. М. Рыбораку), в отдельных случаях отмечается развитие жил пегматоидов. Мощность тел варьирует в широких пределах от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты характеризуются переменными количествами кварца, доминированием плагиоклаза-андезина (до 75 %) при подчиненной роли буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки (15 %), мелколистоватого буровато-зеленого биотита (5 %) и магнетита (до 5 %). В биотитовых гранит-порфирах и аплитовидных гранитах характерно доминирование микропертитового калиевого полевого шпата (до 50–55 %) при подчиненной роли кислого плагиоклаза и развитии гранофириформных микроструктур.

По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], в породах второй и третьей фаз волчихинского комплекса установлены (г/т) повышенные содержания меди (до 40–50 в породах второй фазы), хрома (до 60 в кварцевых диоритах), циркония (140–250) и пониженные содержания свинца (4–7), бария (190–320), стронция (130–200), галлия (4). По этим показателям, а также по содержаниям цинка (20–60), никеля (8–20 в породах второй фазы, 4–6 в гранитах третьей фазы), кобальта (8–10 в породах второй фазы), стронция (170–200 в породах второй фазы), бериллия (1–2), а также по низкой сумме редкоземельных элементов в лейкогранитах Локтевского массива смежной площади (99,3 г/т) данные образования более всего близки гранитоидам андезитового ряда (по Л. В. Таусону) с отклонениями к составам гранитоидов известково-щелочного ряда (S-гранитам). На дискриминационных диаграммах Пирса-Харриса-Гиндля (1984 г.) лейкограниты Локтевского массива волчихинского комплекса смежных районов располагаются на границе полей активно-окраинно-континентальных и коллизионных образований либо внутри поля последних, идентифицируясь с коллизионными гранитоидами габбро-диорит-гранодиоритового и гранит-лейкогранитового комплексов Туркестана-Алая [80]. На диаграм-

мах $Rb/30-Hf-Ta \times 3$ и $Rb/10-Hf-Ta \times 3$ (по Харрису, Пирсу, Тиндлю, 1987) волчихинские лейкограниты располагаются на границе полей составов подкорковых коллизионных и островодужных пород, смещаясь в область коллизионных гранитоидов (рис. 9) и при этом дистанцируясь от гранитоидов прииртышского комплекса и максимально приближаясь к гранитам раннепермского калбинского комплекса.

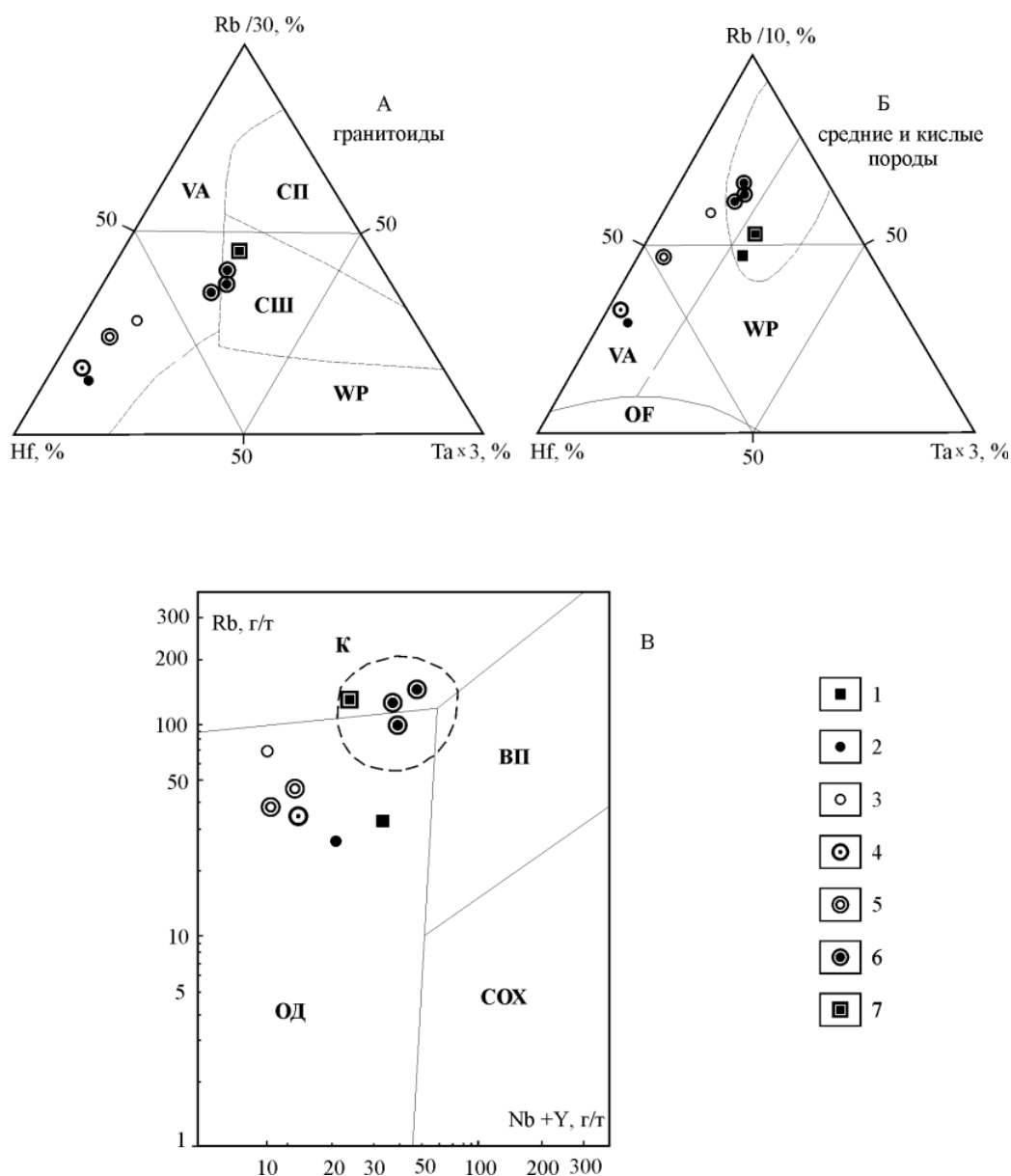


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы $Rb/30-Hf-Ta \times 3$ (А) и $Rb/10-Hf-Ta \times 3$ (Б) по (Harris et al., 1987) и $Rb-(Nb+Y)$ (В) по (Pearce et al., 1984) [80].

1–5 – породы Новоугловского массива прииртышского комплекса (1 – кварцевые диориты, 2 – тоналиты, 3 – меланограниты, 4 – плагиограниты, 5 – лейкоплагиограниты); 6 – породы Локтевского массива волчихинского комплекса; 7 – породы Борисовского массива калбинского комплекса. Поля гранитоидов: VA – островодужные, СП – коллизионные коровые, СШ – коллизионные подкоровые, WP – внутриплитные (анорогенные), OF – океанические. На диаграмме Б поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром. На диаграмме В пунктиром очерчено поле коллизионных гранитоидов Туркестана-Алая. Использованы анализы смежных площадей.

Геологическое положение, петрографический и петрогеохимический состав волчихинского комплекса позволяет относить данные образования к проявлениям коллизионной диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации, совмещающей в себе черты диорит-гранодиоритовой (I-граниты) и лейкогранитовой или гранит-лейкогранитовой (S-граниты) формаций [82, 97] с широким развитием как пород диоритоидной группы, так и лейкократовых гранитоидов (рис. 8). Металлогеническая специализация данных формаций определяется связью с ними месторождений полиметаллов, олова, серебра, при этом на изученной территории в породах вол-

чихинского комплекса отмечается наличие бедного полиметаллического оруденения. На диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO по [82] породы комплекса идентифицируются с коллизионными образованиями андезитовой и дацит-риолитовой формаций Кавказа (рис. 7).

Возраст волчихинского комплекса определен серийной легендой как средне-позднекаменноугольный, что подтверждается определениями изотопного возраста (U-Pb методом по цирконам) гранитоидов в петротипическом районе – 301 ± 7 млн лет [56]. На площади листа М-44-III гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют отложения среднего и верхнего девона, а с отложениями среднекаменноугольной малоульбинской свиты имеют, вероятнее всего, тектонические контакты. По данным В. М. Рыборака [181], результаты определений абсолютного возраста гранитоидов Симоновского и Долинского массивов калий-аргоновым методом указывают на их раннекаменноугольный возраст (средние значения – 347–350 млн лет), а на смежной территории листа М-44-X в лейкогранитах Локтевского массива U-Pb методом по цирконам определен их позднедевонский (374 ± 3 млн лет) возраст. Все это не исключает более древний возраст рассматриваемых интрузивных образований. В то же время на смежном к востоку листе М-44-IV ранне-среднекаменноугольные отложения бухтарминской и малоульбинской свит прорываются дайками и субвулканическими телами дацитов и андезитов панфиловского комплекса, образующего с породами волчихинского комплекса единую вулcano-плутоническую ассоциацию коллизионного этапа развития Большого Алтая.

Прииртышский комплекс диорит-гранодиорит-гранитогнейсовый. Интрузивные образования данного комплекса на площади листа М-44-III имеют достаточно ограниченное распространение в пределах Иртышской СФЗ. Буровыми скважинами выявлено наличие двух более крупных массивов: Малошелковского (13) на востоке (Ракитинского по В. М. Рыбораку) и Новоугловского (2), а также габброидных Магистрального (18) и Горшинского (15) массивов в юго-восточном углу листа, мелких тел гранитоидов в районе с. Ракиты, где локализован отчетливо проявленный в гравитационном поле Ракитинский массив (14), западнее пос. Чернокоровнико (скв. 2 [196] здесь вскрыты амфиболовые гранодиориты) и западнее Новоугловского массива, где зафиксировано развитие мигматитоподобных образований. Из-за своих небольших размеров и близости петрофизических характеристик с вмещающими метаморфическими породами иртышского комплекса массивы данного комплекса не отражаются в геофизических полях. При этом их характерной особенностью является удлиненно-линзовидная форма и предпочтительная (кроме Магистрального массива габброидов, фиксирующего резкий изгиб локализующей структуры) ориентировка в северо-западном до субмеридиональном направлении, согласная ограничивающим Иртышскую зону смятия Иртышско-Маркакольскому и Калба-Нарымскому глубинным разломам. Петротипический Прииртышский массив расположен в пределах Иртышской зоны северо-западнее г. Усть-Каменогорск в Казахстане.

Размеры массивов варьируют в широких пределах от 4 км в поперечнике, при протяженности более 15 км, до жилообразных тел мощностью в первые десятки сантиметров. Контактные изменения гранитоидов на вмещающие метаморфические породы иртышского комплекса выражены слабо, преимущественно амфиболизацией, тогда как на смежной к югу площади листа М-44-IX в контактах тел данного комплекса отмечаются мигматиты, скарны, скарноиды, пироксен-скаполитовые, кумингтонит-альбитовые и нефелин-альбитовые породы [197]. На рассматриваемой площади в контактах серии мелких жилообразных тел плагиогранитов западнее Новоугловского массива (скв. 9) зафиксировано развитие слюдистых кварцитов, эпидотовых амфиболитов и эпидозитов с сульфидами, а в западном экзоконтакте того же массива плагиогранитогнейсов (скв. 8) – биотитовых и биотит-кордиерит-плагиоклазовых роговиков, развитых, вероятно, по габбродолеритам первой фазы комплекса или метабазитам иртышского комплекса.

В составе комплекса выделены три фазы внедрения: *первая фаза* представлена габброидами, диоритами, кварцевыми диоритами и диорито-гнейсами ($v, v\beta, \beta; q\delta, \delta C_3 - P_1 p_1$); *вторая* – гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и плагиогранитогнейсами ($\gamma\delta, p\gamma, p\gamma g C_3 - P_1 p_2$); к *третьей фазе* отнесены граниты и гранитогнейсы ($\gamma, \gamma g C_3 - P_1 p_3$). На смежной территории (лист М-44-IX) ранее среди пород прииртышского комплекса было отмечено присутствие гранит-пегматитов и аплитов жильной фации [190].

Породы первой фазы слагают небольшого размера тела в краевых частях более крупных Малошелковского и Новоугловского массивов. Кроме того, в юго-восточном углу листа массивные и гнейсовидно-сланцеватые, нередко амфиболизированные габброиды образуют относительно крупное ((1–1,5)×10 км) линейно удлиненное в восточно-северо-восточном направлении тело (возможно растянутое и пережатое в средней части) с резким раструбообразным расширением (до 4 км) в восточной части, где оно примыкает к зоне Иртышско-Маркакольского

разлома (Магистральный массив), и мелкое линзовидное тело к северо-западу от него (Горшинский массив). Последнее сложено окварцованными габбро-амфиболитами полосчатой текстуры, представленных роговой обманкой (до 60 %) и основным плагиоклазом, химический состав которых характеризуется умеренной титанистостью (возможен вынос титана и железа), высокой известковистостью, низкими железистостью и щелочностью. В то же время наименее измененные массивные амфиболовые габбро Магистрального массива характеризуются высокими титанистостью (TiO_2 до 2,99 %) и повышенной железистостью ($f=67$), умеренной глиноземистостью ($al'=0,81$) и нормальной щелочностью при наличии сланцеватых, вероятно интенсивно калишпатизированных разностей пород состава роговообманковых эссекситов с пониженными значениями глинозема, магния и кальция.

Диориты и кварцевые диориты первой фазы менее изучены, при этом, как и габброиды, приурочены к краевым частям существенно гранитоидных массивов. Диориты развиты в южной части Новоугловского массива (скв. 42) и, по данным А. Ф. Щигрева и др. [196], представлены зеленовато-серыми среднезернистыми безкварцевыми породами с доминирующим развитием полевого шпата (до 80 %) и подчиненным количеством биотита. Кварцевые диориты в более значительном объеме развиты в северной части Новошелковского массива, где представлены серыми и темно-серыми массивными среднезернистыми породами, химический состав которых (скв. 197А) характеризуется, в отличие от кварцевых диоритов волчихинского комплекса, повышенными титанистостью и фосфористостью и пониженной калиевоcтью при том же уровне общей щелочности.

Присутствие кварцевых диоритов зафиксировано нами (скв. 8) в западном эндоконтакте Новоугловского массива, где они сложены зональным плагиоклазом (60–70 %), кварцем (10 %) и темноцветными минералами, представленными бесцветной роговой обманкой (эденитом), по краям замещаемой сине-зеленым амфиболом, и биотитом (25 %). Здесь они располагаются в контакте (вероятен фазово-фациальный переход) с гранодиорито-гнейсами второй фазы и характеризуются повышенными содержаниями магния и более низкими титанистостью и железистостью. Микроэлементный состав данных пород фиксирует низкие содержания Rb (35 г/т), Sr (193 г/т), Ba (124 г/т), Zr (87 г/т), легких редкоземельных элементов при повышенных концентрациях тяжелых лантаноидов и низких значениях отношения Ce/Yb (5,5), что более характерно для островодужных гранитоидов М-типа. В то же время по характеру распределения РЗЭ и содержаниям легких лантаноидов данные породы более близки активно-окраинно-континентальным толеитовым базальтам (рис. 5) и трондьемитам континентальных окраин (рис. 10).

Породы второй фазы развиты более широко и в полной мере представлены в Новоугловском массиве и его сателлитах плагиогранитами и плагиогранитогнейсами, фациально варьирующими до тоналитов, гранодиоритов, меланогранитов и лейкоплагиогранитов (скв. 6, 7, 8, 9). Они характеризуются наличием как массивных, так и гнейсовидных текстур, порфириовидных, среднезернистых и средне-крупнозернистых структур. Минеральный состав пород при значительных количественных вариациях соотношений минералов включает почти всегда доминирующий плагиоклаз, представленный олигоклазом и зональным андезином (50–70 %), нередко гранулированный в разгнейсованных разностях кварц (20–35 %), переменные количества коричневого и иногда красноватого биотита (до 10 %). Также в переменных количествах присутствуют микроклин (0–15 %, в единичных случаях – до 25 %), роговая обманка (первые проценты) и мусковит, представленный как крупными чешуйками, так и мелкочешуйчатыми агрегатами с хлоритом. В целом характерна перемежаемость биотит-амфиболовых, биотитовых, мусковит-биотитовых и мусковитовых разностей плагиогранитов. В качестве акцессорных минералов определены магнетит, сульфиды, циркон, сфен, рутил, апатит.

Химический состав пород второй фазы изучен в Новоугловском массиве, где доминируют плагиогранитогнейсы с фациальными вариациями до гнейсовидных, реже массивных тоналитов, меланогранитов и лейкоплагиогранитов. Породы при повышенной глиноземистости (индекс Шенда от 1,09 в лейкоплагиогранитах до 1,14 в плагиогранитах и 1,28 – в меланогранитах), типичной для коллизионных гранитоидов S-типа, характеризуются низкими калиевоcтью и общей щелочностью, высокой известковистостью (Ca/Na+K от 0,28 в лейкоплагиогранитах до 0,45 в тоналитах) и низкой алкаитностью (от 0,43 в меланогранитах до 0,59 в лейкоплагиогранитах), что более свойственно гранитоидам I-типа активных континентальных окраин и зон континентальной коллизии [80], а наряду с пространственно-временной сопряженностью с метаморфическими комплексами амфиболитовой фации типично для гранитоидов предколлизионной или раннеколлизионной (вулканоудужной) тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации [82]. При этом микроэлементный состав пород позволяет предполагать участие в их формировании и мантийного компонента. При низких в большинстве случаев содержаниях рубидия (30–43 г/т), бария (262 г/т), иттрия (10,4 г/т), ниобия (5,2 г/т), церия (19–32 г/т), не харак-

терных для коллизионных гранитоидов, породы второй фазы прииртышского комплекса характеризуются широкими вариациями содержаний РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}=51,6\text{--}72,6$ г/т, в отдельном случае – 146,4 г/т, среднее для пород второй фазы – 74,5 г/т) при отсутствии европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,1\text{--}1,2$, в тоналитах – 1,9), что отличает их от пород волчихинского комплекса, где даже в тоналитах фиксируется европиевый минимум, а в лейкогранитах $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,3$ (рис. 10).

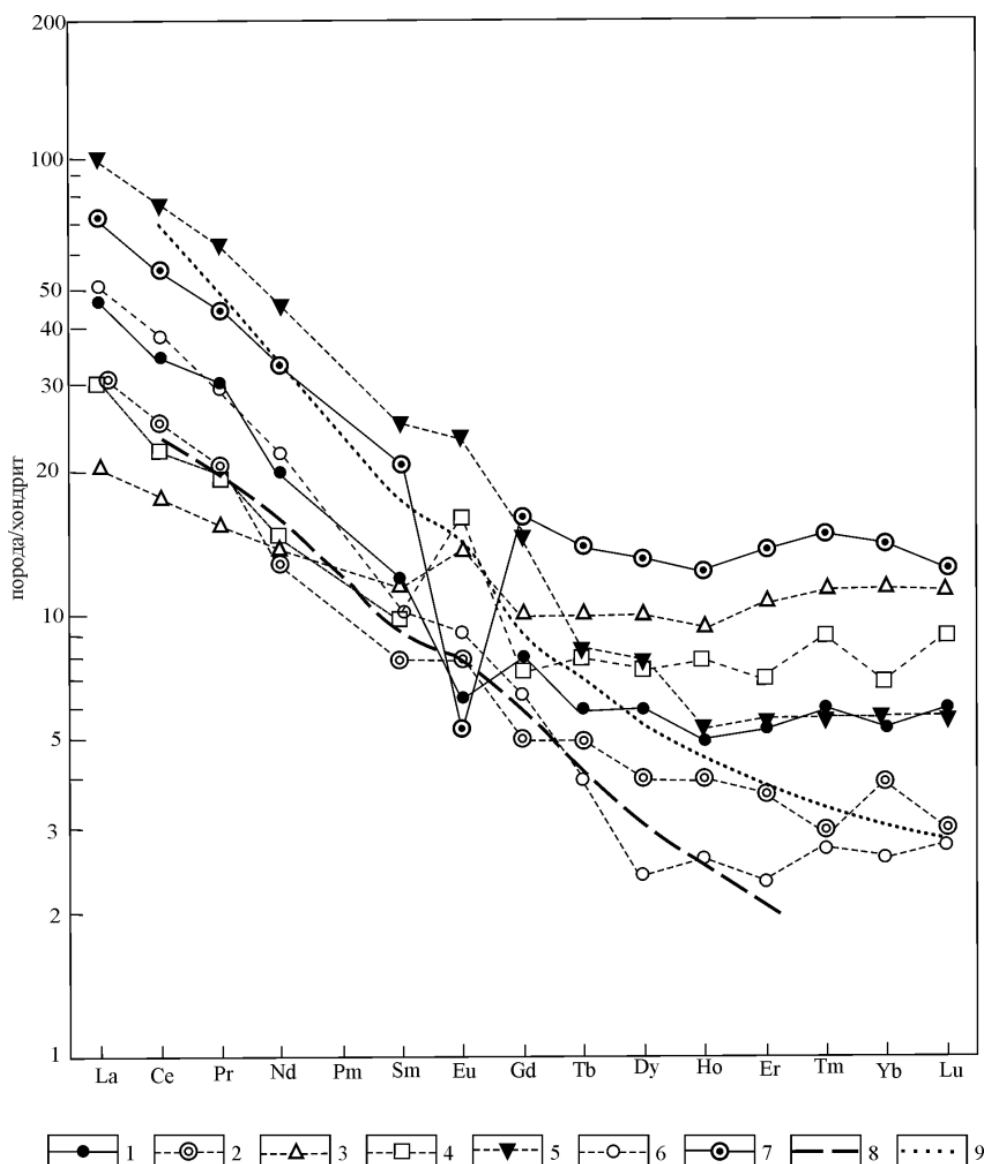


Рис. 10. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту [7] в породах различных геодинамических обстановок.

1–2 – породы Локтевского массива волчихинского комплекса (1 – тоналиты, 2 – лейкограниты); 3–7 – породы Новоугловского массива прииртышского комплекса (3 – кварцевые диориты первой фазы, 4 – тоналиты, 5 – плагиограниты, 6 – меланограниты, 7 – лейкоплагиограниты); 8 – трондьемиты континентальных окраин; 9 – трондьемиты внутренних частей континентов по Дж. Арт (1983 г.) [19].

Гранитоиды третьей фазы слагают основную часть Малошелковского массива в восточной краевой части Иртышской зоны смятия и более южный мелкий Ракитинский массив в районе с. Ракиты, кроме того, мелкое линейно-лентовидное тело гранитов прослеживается на южной рамке площади со смежной к югу территории листа М-44-IX. По данным В. М. Рыборака и др. [181], в Малошелковском массиве (Ракитинском по В. М. Рыбораку) развиты биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты, представляющие собой розовато-серые и светло-серые с розоватым оттенком массивные среднезернистые и мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. В выклинивающейся западной и юго-западной части массива отмечается развитие гнейсовидных разностей и гранитогнейсов. Минеральный состав гранитов определяется переменными количествами темно-бурого биотита (до 5 %) и мелкопластинчатого мусковита (до 7 %), а также обычно кислого (альбит) в мусковитовых разностях или

слабозонального (в биотитовых разностях) таблитчато-призматического плагиоклаза (25–40 %) и калиевого полевого, представленного микроклин-пертитом и образующего иногда крупные порфириформные зерна с пойкилитовыми включениями плагиоклаза, кварца и мусковита. Акцессорные минералы представлены преимущественно магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом.

Химический состав гранитов прииртышского комплекса на данной площади не изучен, на смежной территории листа М-44-IX [190] для гранитоидов третьей фазы характерны высокая глиноземистость (индекс Шенда – 1,11, в гранитогнейсах – до 1,25), низкая известковистость и умеренная алкаитность при варьирующей щелочности и калиевости до появления умереннощелочных и калиевых разностей. По содержаниям Zr, Sr, Ba, Ce, Yb, La, Nd гранитогнейсы соответствуют S-гранитам коллизионных геодинамических обстановок, по распределению РЗЭ отчетливо идентифицируясь с гранитоидами внутренних частей континентов (по Дж. Арт, 1983) и гранитоидами гранитовой формации Трансгималайского пояса [82].

Петрогеохимический состав и геологическое положение породной ассоциации прииртышского комплекса позволяет относить его, с одной стороны (ранние фазы) – к проявлениям тоналит-гранодиоритовой формации или диорит-гранодиоритовой формации, что сближает данные образования с породной ассоциацией волчихинского комплекса Рудно-Алтайской СФЗ, а с другой стороны (третья фаза комплекса) – с проявлениями мигматит-гранитовой и гранитовой формаций внутриконтинентальных коллизионных зон, о чем свидетельствует развитие приконтактовых мигматитов, гнейсов и петрогеохимический состав гранитоидов, широко распространенных на смежных к югу и юго-востоку территориях Иртышской зоны смятия, в том числе на площади листа М-44-IX [190]. В то же время, микроэлементный состав пород главной (второй фазы), изученный нами в скв. 6, 8 и 9, достаточно специфичен и в большей мере свидетельствует о принадлежности данной породной ассоциации образованиям островных дуг и активных континентальных окраин. По содержаниям многих элементов и отношений Rb/Sr (0,15–0,24), K/Rb (более 300), Ce/Yb (5,5 в кварцевых диоритах, 12 – в тоналитах) данные породы приближены к гранитоидам М-типа. На графике распределения РЗЭ (рис. 10) фиксируется большее соответствие данных пород (особенно лейкоплагиогранитов) трондьемитам активных окраин и только плагиограниты идентифицируются с трондьемитами внутренних частей континентов. На дискриминационных диаграммах Rb/30–Hf–Ta \times 3 и Rb/10–Hf–Ta \times 3 по Харрису, Пирсу, Тиндлю (1987 г.) [80] породы прииртышского комплекса, за исключением кварцевых диоритов первой фазы, также попадают в поле островодужных и активно-окраинно-континентальных гранитоидов (рис. 9). Такие особенности прииртышских плагиогранитоидов могут свидетельствовать о нестандартных условиях их формирования при участии мантийных источников и отсутствии зрелой континентальной коры (возможно при коллизионных процессах и частичном переплавлении слэба или океанических шолей) или о более древнем возрасте данных образований.

Прииртышский комплекс выделен в соответствие с Алтайской серийной легендой. В то же время, по мнению Н. Н. Крука, под этим названием объединены два комплекса, при этом первые соответствуют высокоглиноземистым коллизионным плагиогранитам гилевского типа с возрастом ранний–средний карбон, а вторые, вероятнее всего, являются прииртышскими (в трактовке Б. Я. Хоревой, Э. Г. Конникова) с раннекаменноугольным возрастом, как и в эталонных массивах Восточного Казахстана.

Позднекаменноугольно–раннепермский возраст данного комплекса установлен серийной легендой по соответствию возрасту вмещающих метаморфических пород иртышского комплекса – 296 \pm 25 млн лет из гнейсов Курчумского блока по данным [12], 285–260 млн лет по данным [16]. Казахстанскими геологами подобные образования рассматривались в составе иртышского мигматит-гранитогнейсового комплекса [66] или прииртышской серии раннекаменноугольного возраста с подразделением на габброидный и гранитоидный комплексы, при этом изотопные определения U–Pb и Ar–Ar методом пород петротипического Прииртышского массива показывают более молодой раннепермский возраст – (278–280) \pm 9 млн лет [12]. В то же время другие определения изотопного возраста уран-свинцовым методом по цирконам метаморфитов и мигматит-гранитов Иртышской зоны (325 \pm 12 и 319 \pm 13 млн лет) на смежных территориях Казахстана (по В. А. Халилову, А. В. Травину), а также изученных нами (скв. 9) плагиогранитов из сателлита Новоугловского массива в контакте с амфиболитами и кристаллическими сланцами иртышского комплекса (333 \pm 2 млн лет по устному сообщению Н. И. Гусева) скорее свидетельствуют об их раннекаменноугольном или ранне-среднекаменноугольном возрасте. Также можно предполагать длительное формирование данной породной ассоциации с более ранним, на аккреционно-коллизионной стадии развитием тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой компоненты и более поздним – мигматит-гранитовой составляющей комплекса.

Калбинский комплекс гранитовый. Породы, отнесенные к этому комплексу, на площади

листа М-44-III выделены в очень незначительном объеме на его крайнем юго-западе, где слагают небольшой фрагмент крупного Борисовского массива (1), прослеживающегося с территории смежного к югу листа М-44-IX и локализованного на северном ограничении последнего в Западно-Калбинской СФЗ. Петротипический Калбинский массив расположен в пределах Калба-Нарымской зоны значительно юго-восточнее на территории Казахстана.

В непосредственной близости от южной границы описываемой площади на поверхности складчатого фундамента обнажены биотитовые граниты *первой фазы* калбинского комплекса ранней перми ($\gamma, \gamma\delta P_1 k_1$). По нашим наблюдениям, данные граниты Борисовского массива представлены крупнозернистыми до порфиroidных биотитовыми разностями, минеральный состав пород характеризуется наличием кислого плагиоклаза, иногда апозонального строения (25–40 %), калиевого полевого шпата, представленного микроклином и микропертитом (35 %), кварца (25–30 %) и переменного количества биотита (1–7 %); фиксируется развитие мирмецитов на контакте плагиоклаза и микроклина, иногда – микрографические прорастания кварца и полевого шпата. Породы характеризуются высокой глиноземистостью (индекс Шенда – 1,11–1,22), низкими известковистостью ($Ca/Na+K=0,17$) и агаптитностью ($Na+K/Al=0,68$) при нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием [190]. Данным породам на площади листов М-44-IX и М-44-III соответствует спокойное слабоотрицательное магнитное поле и пониженные значения регионального гравитационного фона.

Геологическое положение в пределах крупного межконтинентального коллизионного пояса, батолитовая форма проявления и вещественный состав позволяют относить породную ассоциацию калбинского гранитового комплекса к синколлизонной гранитной формации [82]. На дискриминационных диаграммах Харриса-Пирса-Тиндля (1987 г.) [80] $Rb/30-Hf-Ta \times 3$ и $Rb/10-Hf-Ta \times 3$ граниты калбинского комплекса уверенно идентифицируются с подкоровыми коллизионными гранитоидами, несмотря на относительно низкие содержания рубидия (104 г/т в породах первой фазы Борисовского массива) и калия ($K_2O=2,9-3,52$ %), что может объясняться отсутствием зрелой континентальной коры в данном районе на момент формирования Калбинского батолитового пояса.

В последнее время некоторыми исследователями данные образования рассматриваются как производные стадии консолидации, фиксирующей завершение коллизии и стабилизации континентальной плиты [12]. По нашему мнению, начало формирования батолитовых массивов калбинского гранитового комплекса соответствует максимальному проявлению коллизионных процессов с последующим снижением их интенсивности в поздней перми и триасе. Внедрение гранитных батолитов синхронно закрытию каменноугольных остаточных морских бассейнов на смежных территориях Западной Калбы и формированию Чарской сутурной зоны к западу от рассматриваемого района. С породами данного комплекса может быть связано олово-танталовое оруденение альбитит-грейзенового типа, редкометалльное пегматитовое и кварцево-жильное олово-вольфрамовое оруденение [13].

Возрастной диапазон калбинского гранитового комплекса определяется прорыванием гранитоидами Борисовского массива терригенных отложений средне-позднекаменноугольного возраста в Западно-Калбинской СФЗ и налеганием молассовых юрских отложений на гранитоиды того же массива. Раннепермский возраст комплекса устанавливается по результатам изотопного датирования U-Pb методом биотитовых гранитов на территории Казахстана (264–290 млн лет); по последним данным, возраст гранитоидов Калбинского батолита установлен в интервале 274–290 млн лет [16], что соответствует ранней перми.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические образования в исследуемом районе развиты очень широко, в той или иной степени затрагивая многие стратифицированные и интрузивные породные комплексы. В Рудно-Алтайской СФЗ отложения силурийско–нижнедевонской корбалихинской толщи изменены и метаморфизованы в условиях аспидно-сланцевой (цеолитовой фации диагенеза согласно Петрографического кодекса), филлитовой (пренит-пумпеллиитовой фации диагенеза согласно Петрографического кодекса) и хлоритовой ступеней зеленосланцевой фаций, при этом последние ранее выделялись в алейский метаморфический комплекс [56]. В осадочно-вулканогенных толщах девона неравномерно, но достаточно широко проявлены динамометаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования. В пределах Иртышской СФЗ (зоны смятия) степень преобразований (диагенеза и метаморфизма) варьирует от ступени аспидных сланцев (примерно соответствует цеолитовой фации диагенеза согласно Петрографического кодекса 2009 г.) преимущественно в восточной части зоны (блоки слабометаморфизованных отложений орловской свиты) до зеленосланцевой высоких ступеней, эпидот-амфиболитовой и, локально, амфиболитовой фаций в приразломных зонах и широких экзоконтактах нескрытых гранитоидных массивов прииртышского комплекса. При этом породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций рассмотрены в составе иртышского метаморфического комплекса.

Иртышский комплекс метаморфический (s;g,ks,g-ks;αPZ_{2-3j}). Породы иртышского комплекса слагают почти всю Иртышскую СФЗ, за исключением блоков более слабо метаморфизованных отложений орловской свиты в восточной части данной структуры и редких массивов синметаморфического преимущественно гранитоидного позднекаменноугольно–раннепермского прииртышского комплекса. На востоке по Иртышко-Маркакольскому разлому метаморфиты иртышского комплекса граничат с более слабо метаморфизованными стратифицированными и интрузивными образованиями Рудно-Алтайской СФЗ, а на западе по Калба-Нарымскому разлому – также со слабометаморфизованными и динамометаморфизованными отложениями Калба-Нарымской СФЗ. Как определено на смежной территории [190], для блоков метаморфитов характерны линзовидные и пластообразные, реже субизометричные формы и различные размеры до первых десятков и сотен метров. В целом комплекс, как и вмещающая его Иртышская СФЗ (Иртышская зона смятия), имеет мелкоблоковое чешуйчато-линзовидное внутреннее строение с элементами дуплексно-лозанжевой структуры в связи с формированием в зоне ламинарного сдвигового течения. В некоторых блоках характерна частая перемежаемость зон пород различного петрографического состава и степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации с появлением амфиболитов и гнейсов в приразломных зонах и в приконтактовой зоне гранитоидных массивов, что было отмечено ранее и в более южных обнаженных районах Иртышской зоны смятия [57]. В целом состав и структура Иртышской зоны смятия изучены слабо, что объясняется ее «нулевой» обнаженностью при широком, по имеющимся данным, развитии динамометаморфических и диафорических изменений.

В региональном плане комплекс, как и в целом Иртышская зона смятия, приурочен к резкой гравитационной ступени северо-западного простирания, разделяющей Алейско-Рубцовский максимум на северо-востоке и Калбинский гравитационный минимум на юго-западе и осложненной в своей средней части (в границах листа) понижением значений регионального гравитационного фона. Породам комплекса соответствует слабо дифференцированное отрицательное магнитное поле на юге и слабо положительное поле на севере; в средней части фиксируется резко дифференцированное магнитное поле с наличием мелких положительных магнитных аномалий, вероятно соответствующих блокам преимущественно амфиболитового состава, наличие которых подтверждено бурением (скв. 9).

Петрографический состав иртышского комплекса характеризуется преимущественным развитием серицит-хлоритовых (филлитовых), кварц-серицитовых (до кварц-мусковитовых), слюдяных и слюдисто-кварцитовых сланцев. В несколько меньшей степени распространены био-

титовые и двуслюдяные гнейсы (плаггиогнейсы), амфиболиты и кристаллические сланцы различного состава. Породы более высоких ступеней метаморфизма распространены неравномерно и сосредоточены, главным образом, в крайней юго-восточной части площади, в районе резкого уступообразного изгиба западной границы Иртышской зоны смятия, слагая изогнуто-линзовидный Туруханский блок, который по составу и структуре может быть аналогом Курчумского и Предгорненского блоков южных частей зоны. Также в значительном количестве они сосредоточенно развиты в средней и западной части структуры севернее пос. Угловский в виде блоков преимущественно амфиболитового состава, где инъецированы мелкими жилообразными телами плаггиогранитов прииртышского комплекса и где им соответствует серия слабоинтенсивных положительных магнитных аномалий.

Серицит-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы развиты на значительной площади Иртышской зоны смятия, в частности в ее средней и восточной части, где вскрыты скв. 18, 19, 52, 53 [181], 1к [196]. Породы характеризуются мелкозернистым строением, сланцеватой линзовидно-полосчатой и плейчатой-полосчатой текстурой, переменными количествами слагающих их минералов с обособлением анхимономинеральных существенно серицитовых, существенно хлоритовых и кварцевых зон и с вариациями до кварц-серицитовых, кварц-мусковитовых и до кварц-серицит-хлоритовых, кварц-альбит-хлоритовых и кварц-хлорит-актинолитовых сланцев. Часто в значительных количествах присутствует плаггиоклаз (альбит), биотит и амфибол актинолитового типа. Иногда в них фиксируется тонкая вкрапленность пирита, турмалина и развитие кварц-карбонатных прожилков.

Западнее, в районе пос. Куйбышево и Вторые Коростели, по профилю № 1 скв. 1 и 3 установлено преимущественное развитие плейчатых линзовидно-полосчатых слюдисто-кварцитовых и кварц-мусковитовых сланцев, в которых в ряде случаев фиксируется присутствие углеродистого (вероятно – графитистого) вещества, большого количества биотита, менее – альбита, амфибола и эпидота, скв. 2 – кварц-альбит-эпидот-амфиболовых (иногда с примесью биотита и с вариациями до существенно амфиболовых) метаморфических сланцев. Для последних наряду с плейчатостью характерна тонколинзовидно-полосчатая текстура с порфиробластовыми фестончато-прожилковидными скоплениями крупных кристаллов альбита, нередко насыщенных игольчато-нитевидными включениями актинолита. Еще западнее скв. 4 и 5 вскрыты более темные до темно-серых и почти черных кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-амфиболовые сланцы. Развитие кварц-серицит-хлоритовых метаморфических сланцев зафиксировано и в западной части Иртышской зоны северозападнее села Угловского, где южнее они сменяются кварц-биотитовыми сланцами полосчатой, реже – очковой текстуры с вариациями до биотитовых кварцитов, инъецированными жилами гранитоидов и содержащими неравномерную вкрапленность сульфидов [196].

Плаггиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы в крупных скоплениях пользуются ограниченным распространением, их площадное развитие (наряду с амфиболитами) достоверно установлено в пределах Туруханского блока и в экзоконтактовой периферии Малошелковского массива прииртышского комплекса. Весьма вероятно, что их формирование связано с внедрением нескрытых на эрозионной поверхности фундамента интрузивных массивов существенно гранитоидного состава. Петрографический состав плаггиогнейсов характеризуется в целом широкими вариациями количественных соотношений главных породообразующих минералов до биотит-кварцевых с гранатом, альбит-кварцево-слюдистых и биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], наиболее широким распространением пользуются биотитовые и двуслюдяные олигоклазовые плаггиогнейсы с содержанием калиевого полевого шпата, представленного микроклином, до 5 %, реже – до 10–15 % (двуслюдяные и мусковитовые гнейсы). Также типоморфной, но менее распространенной петрографической разновидностью иртышских метаморфитов являются биотит-амфиболовые плаггиогнейсы со слабозональным плаггиоклазом и редкими зернами граната. Для всех плаггиогнейсов и кристаллических сланцев различного состава характерно присутствие в разных количествах эпидота, хлорита, иногда турмалина, акцессорных сфена, циркона, рутила, магнетита.

Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы развиты достаточно широко как в восточной (Магистральный выступ), так и в западной части Иртышской зоны смятия, где установлено их присутствие (скв. 9) совместно с вышелегающими слюдистыми олигоклазовыми плаггиогнейсами, слюдистыми кварцитами и кристаллическими сланцами, инъецированными жилами биотитовых и биотит-мусковитовых плаггиогранитов. В Туруханском блоке, по данным В. М. Рыборака [181], развиты как ортоамфиболиты, так и параамфиболиты, пространственно ассоциирующие и иногда перемежающиеся с плаггиогнейсами, амфиболовыми и слюдистыми кристаллическими сланцами. Максимальное развитие параамфиболитов, где они слагают отно-

сительно крупные трапециевидные и линзовидные блоки, зафиксировано в районе Магистрального канала скв. 2, 11, 12, 237, 239 [181]. Здесь параамфиболиты представляют собой серо-зеленые до темно-зеленых мелкокристаллические, сланцеватые, тонкополосчатые и нередко мелкоплойчатые породы с преобладанием зеленой и сине-зеленой обыкновенной роговой обманки (65–75 %) над плагиоклазом-олигоклазом, реже – андезином (до 20 %), иногда с мелкой вкрапленностью пирита и полевошпат-кварцевыми прожилками. Обычно в значительных количествах присутствуют кварц (до 10 %) и сфен (первые проценты).

Ортоамфиболиты распространены более фрагментарно, имеют более массивное строение и характеризуются развитием клинопироксеновых разностей, фиксирующих максимальную степень метаморфизма амфиболитовой фации. Петрографический состав пород включает плагиоклаз, представленный андезином и андезин-лабрадором (30–45 %), буровато-зеленой до сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой (40–50 %) и слабо-зеленоватым клинопироксеном (15–20 %), нередко обрастающим роговой обманкой. Регрессивные изменения выражены в развитии эпидота и актинолита по роговой обманке, примеси представлены значительными количествами зерен сфена, лейкоксена, рутила, апатита, рудного минерала, иногда – пирита. Амфиболовые кристаллические сланцы с четко выраженной полосчатостью и сланцеватостью характеризуются более непостоянным минеральным составом и частым присутствием кварца (до 15 %) и эпидота (до 10 %), по уровню метаморфизма соответствуя эпидотовым амфиболитам. Плагиоклаз в ортоамфиболитах варьирует по составу от андезин-лабрадора (и возможно лабрадор-битовнита) до андезин-олигоклаза, амфибол представлен буро-зеленой обыкновенной роговой обманкой, при этом к существенно амфиболовым участкам приурочены линзовидные скопления сфена и рутила.

В западной части Иртышской зоны (скв. 9) зафиксировано развитие амфиболитов темно-серой до черной окраски, мелкозернистой структуры и микросланцеватой текстуры, с мелкой вкрапленностью сульфидов и тонкими линзовидными просечками и прожилками мощностью до 1 мм, сложенными плагиоклазом и кварцем. Под микроскопом порода обнаруживает грано-нематобластовую структуру и неясно выраженную линзовидно-полосчатую текстуру. Размер зерен минералов находится в пределах от 0,01 до 0,1 мм, в прожилках – до 1 мм. В составе пород доминирует амфибол, представленный нередко длиннопризматической (зерна шестоватого облика) зеленой и синева-зеленой обыкновенной роговой обманкой (50–60 %). Плагиоклаз (до 30 %) по составу (по результатам микронзондового анализа) варьирует от несдвоенного олигоклаза до битовнита с содержанием $\text{CaO}=15\text{--}16\%$. В ограниченных количествах присутствует клинопироксен, кварц (5–10 %), чаще – в составе прожилков, скоплений, более крупных пойкилобластов и нередко имеющий облачно-волнистое угасание, что свидетельствует о значительной катаклазированнойности породы. В количестве до первых процентов в рассеянных мелких неправильных зернах и в виде мелкой сыпи присутствует рудный минерал, представленный магнетитом, ильменитом, сульфидами. Очень характерен сфен, слагающий как мелкие, так и относительно крупные зерна, апатит, присутствуют единичные зерна и скопления вероятно более поздних эпидота, хлорита и мусковита.

Условия формирования пород иртышского метаморфического комплекса определяются наличием разнообразных минеральных парагенезисов в широком диапазоне от низов зелено-сланцевой фации до более локальных проявлений амфиболитовой фации. В соответствии с положениями методического пособия «Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов» (1996 г.; с. 6, 168–169) и Петрографическим кодексом (2008 г.; прил. 4, табл. 1–17) можно выделить три основных группы пород, с определенной долей условности характеризующие термодинамические условия метаморфизма:

– зеленосланцевой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса кварц–альбит–хлорит–серицит (мусковит) с биотитом, актинолитом, эпидотом и метаморфических сланцев кварц–серицит–хлоритового, кварц–альбит–серицитового, кварц–серицитового (кварц–мусковитового), кварц–биотит–мусковитового, слюдисто-кварцевого, кварц–альбит–хлорит–актинолитового состава;

– эпидот–амфиболитовой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса эпидот–роговая обманка–олигоклаз или кварц–мусковит–биотит–олигоклаз с гранатом и породной ассоциации эпидотовых амфиболитов, двуслюдяных плагиогнейсов, двуслюдяных и эпидот–амфибол–плагиоклазовых кристаллических сланцев;

– амфиболитовой фации, выраженные в развитии типоморфного парагенезиса роговая обманка–андезин с клинопироксеном, биотитом, гранатом и породной ассоциации клинопироксеновых амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов.

Изучение и корректное определение фациальной принадлежности метаморфитов иртышского комплекса осложнено развитием более поздних динамометаморфических и диафторических

изменений, что, в частности, может быть отнесено к эпидотовым амфиболитам, возможно развитых в результате диафтореза пород более высокой степени метаморфизма и эклогитоподобных пород.

Необходимо отметить, что пока не выявлено каких-либо резких контактов пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (амфиболитов, кристаллосланцев и плагиогнейсов) с метаморфическими сланцами зеленосланцевого обрамления, но установлено повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации с появлением амфиболитов (ассоциирующих с роговиками и скарноидами) и гнейсов в приконтактной зоне гранитоидных массивов прииртышского комплекса. В целом, наличие амфиболитов, кристаллосланцев и гнейсов среди динамосланцев зеленосланцевой фации отражает высокоградиентный и полифациальный характер метаморфизма, более соответствующего динамометаморфизму катазонального уровня глубинности (стресс-метаморфизму) или метаморфизму зон глубинных разломов.

Химический состав метаморфических пород изучен в пяти скважинах, вскрывших породы зеленосланцевой (кварцево-сланцевые и кварц-мусковитовые сланцы), эпидот-амфиболитовой (кварц-эпидот-амфиболитовые сланцы) и амфиболитовой (амфиболитовые сланцы) фаций метаморфизма (прил. 11). Породы характеризуются низким уровнем щелочности, при этом в метаморфических сланцах фиксируются низкие содержания кальция и преобладание калия над натрием как следствие широкого развития мусковита и биотита, а амфиболитовые и амфиболитовые сланцы обнаруживают низкую калиево-известковистость и умеренную титанистость. Амфиболиты имеют достаточно выдержанный химический состав, умеренную титанистость и низкую калиево-известковистость, а по содержаниям и соотношениям главных петрогенных компонентов в целом соответствуют океаническим толеитовым базальтам N-типа [46]. Слюдистые сланцы на диаграмме для реконструкции первичного состава метаморфических пород по А. Н. Неелову [21] попадают в поле составов олигомиктовых и полимиктовых алевролитов на границе с полем аркозовых, субаркозовых и полимиктовых песчаников с химизмом кислых туффилов.

Микроэлементный состав амфиболитов, вскрытых скв. 2, 5 и 9, также свидетельствует об их возможном происхождении в результате метаморфизма толеитовых базальтов N-типа COX, что подтверждается содержаниями почти всех элементов, в том числе Rb (3,3–8,5 г/т), Sr (154 г/т), Ba (28 г/т), Y (33 г/т), Nb (2,8 г/т), Cr (235 г/т), Ni (136 г/т), редкоземельных элементов при отношении $(La/Yb)_N=0,67$ [46]. На спайдеграмме распределения РЗЭ амфиболиты и кварц-амфиболитовые сланцы иртышского комплекса отчетливо идентифицируются с толеитовыми базальтами N-типа и по характеру распределения, по содержаниям легких лантаноидов и повышенным концентрациям тяжелых РЗЭ отличаются от пород первой фазы прииртышского комплекса, а также от толеитовых базальтов островных дуг и активных континентальных окраин [22] (рис. 5). Слюдистые сланцы характеризуются умеренно низкими содержаниями большинства редких и рассеянных элементов, в том числе Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Th и редких земель при отчетливо выраженном дефиците европия и слабоповышенными по сравнению с породами кислого состава концентрациями хрома, кобальта, никеля и ванадия.

Анализ петрографического и химического состава метаморфических пород иртышского комплекса позволяют предполагать их формирование преимущественно терригенным толщам орловской свиты – тонкослоистым кремнисто-глинистым сланцам, алевролитам и кварц-полевошпатовым песчаникам (возможно с примесью кислого туффилового материала), известковистым алевролитам и песчаникам с прослоями песчаных известняков. В то же время широкое развитие амфиболитов и амфиболитовых кристаллических сланцев позволяют предполагать наличие в субстрате данного комплекса пород более высокой основности и известковистости, принадлежащих более древним метаморфическим блокам с присутствием метабазитов и известняков. По мнению многих исследователей, Иртышский метаморфический пояс, в состав которого входит выделяемый иртышский комплекс, является полихронным, полифациальным и полизональным образованием и включает собственно Иртышскую зону смятия и обнажающиеся в ее пределах приподнятые и вовлеченные в динамометаморфизм разнородные блоки древних пород [12]. При этом по нашему мнению, блоки амфиболитов с составом толеитовых базальтов COX могут быть объединены с массивами гипербазитов сарбасского комплекса, локализованными в восточной части Иртышской зоны смятия, в единую офиолитовую ассоциацию, фиксирующую наличие здесь остатков древней (ранний–средний палеозой) метаморфизованной и интенсивно тектонизированной океанической коры.

Иртышский метаморфический комплекс является типичным коллизионным образованием, при этом начало формирования основного объема метаморфических и кристаллических сланцев вероятно предшествовало и сопутствовало внедрению интрузивных массивов условно позднекаменноугольно–раннепермского (и возможно более древнего) прииртышского диорит-

гранодиорит-гранитогнейсового комплекса, что подтверждается линейно-линзовидной формой тел и характером взаимоотношений вмещающих пород и гранитоидов, инъецирующих метаморфиты. Значительно менее затронуты процессами метаморфизма гранитоиды раннепермского калбинского комплекса. Изотопный возраст иртышского комплекса варьирует от 325 ± 12 и 319 ± 13 млн лет (определения В. А. Халилова, А. В. Травина) по кристаллосланцам, гнейсам и мигматитам Иртышской зоны на территории Казахстана до 290 ± 25 млн лет по гнейсам Курчумского блока [12] и до (283 ± 7) – (277 ± 7) млн лет по последним определениям [16]. Кроме того, по плагиогранитам синметаморфического (по мнению целого ряда исследователей) прииртышского комплекса, вскрытым скв. 9 и возможно прорывающим амфиболиты иртышского комплекса, U-Pb методом по цирконам получен изотопный возраст 333 ± 2 млн лет (устное сообщение Н. И. Гусева), что позволяет предполагать каменноугольно–пермский или средне-позднепалеозойский возраст метаморфизма.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-44-III расположена в пределах Обь-Зайсанской складчатой области и включает фрагменты четырех мегаблоков (блоков первого порядка), рассматриваемых в ранге структурно-формационных зон (СФЗ): **Западно-Калбинского**, представленного на юго-западе данной площади очень незначительным фрагментом, **Калба-Нарымского**, **Иртышского** и **Рудно-Алтайского** (рис. 11). На современных структурно-тектонических схемах Евразии район работ находится в межблоковой сдвиговой мегазоне между двумя сдвигающимися суперблоками, Сибирским и Индостанским, что обусловило развитие правосдвиговых крупноплитудных горизонтальных перемещений вдоль Рудноалтайской зоны сдвигов северо-западного простирания [110], в систему которой входят разграничивающие блоки первого порядка Иртышско-Маркакольский, Калба-Нарымский (Юго-Западный) и Теректинский (Западно-Калбинский) глубинные региональные разломы.

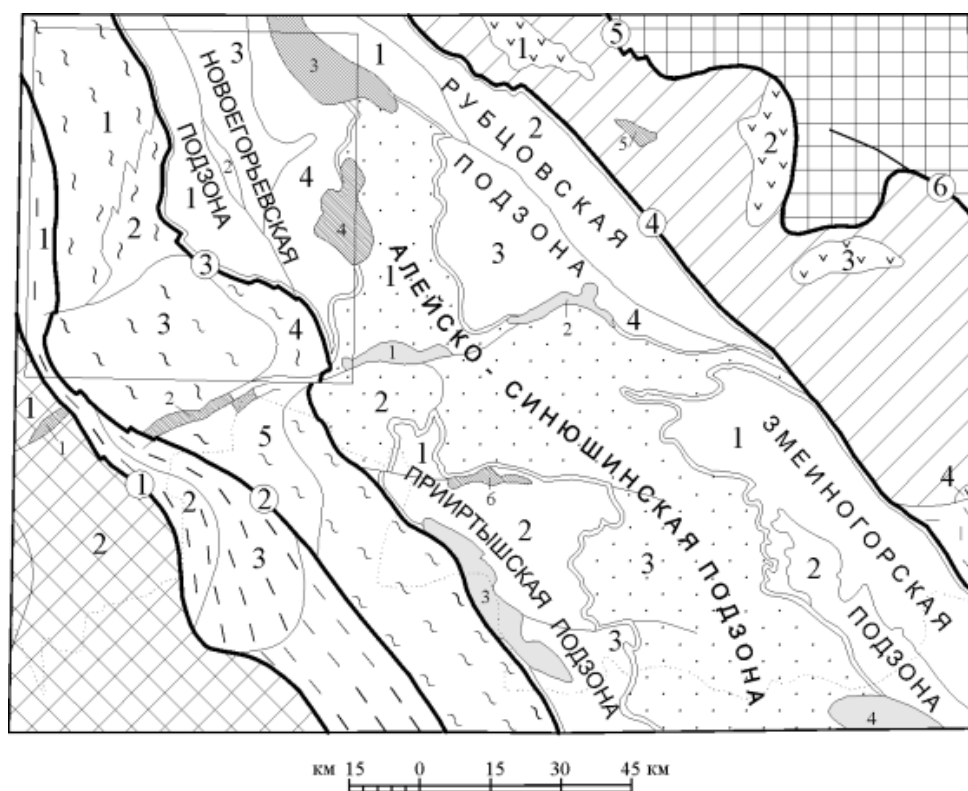



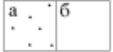

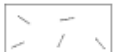











Рис. 11. Схема структурно-формационного районирования Рудного Алтая и прилегающих территорий.

Условные обозначения к рис. 11

	Западно-Калбинская СФЗ: 1 – Новомихайловский блок, 2 – Борисовский блок
	Калба-Нарымская СФЗ: 1 – Рублевский блок, 2 – Тассорский блок, 3 – Коростелевский блок
	Иртышская СФЗ: 1 – Усть-Волчихинский блок, 2 – Симоновская группа блоков, 3 – Угловский блок, 4 – Туруханский блок, 5 – Балансорский блок
	Рудно-Алтайская СФЗ, в т.ч. Алейско-Синюшинская (а) и другие (б) подзоны. Алейско-Синюшинская подзона: 1– Рубцовское поднятие, 2 – Локтевский блок, 3 – Алейское поднятие; Новогорьевская подзона: 1–3 – Западное краевое поднятие (1 – Кормихинский блок, 2 – Южно-Кормихинский грабен, 3 – Заозерный блок), 4 – Шубинско-Новогорьевский прогиб; Рубцовская подзона: 1 – Ивановский блок (грабен), 2 – Степнобугринский блок (краевое поднятие), 3 – Рубцовская депрессия, 4 – Таловский прогиб; Прииртышская подзона: 1 – Локтевская группа прогибов, 2 – Золотушинская депрессия, 3 – Раздольнинско-Сугатовский блок; Змеиногорская подзона: 1 – Змеиногорский прогиб, 2 – Шипуновский прогиб
	Наложенные приразломные каменноугольные прогибы аккреционно-коллизивной стадии: 1 – Новоалександровский, 2 – Таловско-Потеряевский, 3 – Орловско-Малоуль- бинский, 4 – Быструшинский
	Холзунско-Сарымсактинская СФЗ (Иркутский блок)
	Чарышско-Чуйская СФЗ (Чарышский блок)
	Наложенные девонские прогибы АССО: 1 – Солонковский, 2 – Новофирсовский, 3 – Курья-Акимовский, 4 – Коргонский
	Талицкая СФЗ (Маралихинский блок)
	Границы структурно-формационных зон – структурные швы и их номера (цифры в кружках) 1 – Теректинский 2 – Калба-Нарымский 3 – Иртышско-Маркакольский 4 – Локтевско-Маркакольский 5 – Поспелихинский 6 – Чарышский
	Границы подзон в Рудно-Алтайской СФЗ
	Наложенные впадины эпиколлизивной стадии: 1 – Ляпуновская 2 – Кругловская 3 – Сростинская 4 – Ненашевская 5 – Целинная (Поспелихинская) 6 – Луговская
	Границы структур и блоков 2–3-го порядка
	Государственная граница Российской Федерации и Республики Казахстан
	Контур листа М-44-III

Район работ, как и в целом Обь-Зайсанская складчатая область, характеризуется линзовидно-блоковым строением с широким развитием дуплексно-лозанжевых структур, сформированным в области ламинарного сдвигового течения вероятно при процессах косой коллизии. Участвующие в строении района блоки первого порядка различны по их роли в тектонической структуре, что обусловлено их размерами, структурной и геодинамической позицией и другими причинами. При этом представляется достаточно важным определить основные понятия, используемые в данной объяснительной записке и на рисунке 1 («Введение»), и, прежде всего,

различие достаточно близких нередко понятий «тектонический блок», «мегаблок» и «структурно-формационная зона». Достаточно традиционно под структурно-формационными зонами (СФЗ) автором понимаются участки земной коры, имеющие свои, как правило, тектонические границы и сформированные в определенный интервал геологического времени, то есть для данных образований существенное значение имеет временной фактор, возраст формирования слагающих данный участок структурно-вещественных комплексов, а также их состав и формационная принадлежность. Тектонические блоки разных порядков и мегаблоки (как более крупные тектонические единицы, соизмеримые с СФЗ), в отличие от структурно-формационных зон, строго говоря, не имеют возраста, это, прежде всего, – элемент структуры, сформированной на данный момент времени. Конечно, по комплексу данных, в ряде случаев, может быть определен относительный возраст ограничивающих блок разломов и время индивидуализации конкретного блока, что является важным моментом при изучении геологического строения площади, но более важным и всегда определяемым достаточно уверенно являются форма и размеры тектонических блоков, их сочетаемость в пространстве, стабильность, степень дислоцированности и целый ряд других параметров. Границы блоков и мегаблоков часто совпадают с границами структурно-формационных зон, но это не является обязательным условием для их выделения и оконтуривания. В ряде случаев крупные блоки или мегаблоки современной тектонической структуры региона, что фиксируется на территории Алтая, могут включать в себя фрагменты двух и более структурно-формационных зон раннего палеозоя, части наложенных девонских прогибов и другие элементы. В то же время тектонические блоки второго и третьего порядка могут быть рассмотрены как составные части структурно-формационных зон палеозоя, при этом последние интерпретируются как блоки первого порядка (мегаблоки), испытавшие в большинстве случаев интенсивные деформации на протяжении длительного периода времени с позднего докембрия до кайнозоя.

Далее приведена характеристика основных структурных подразделений района и структурообразующих разрывных нарушений. Характеристика основных неотектонических и современных структур приведена в главе «Геоморфология».

В региональном плане, на схеме остаточных аномалий Δg первого порядка (по И. А. Кочеткову, 1975) Рудно-Алтайской СФЗ на данной площади соответствует западный склон Алейско-Рубцовского гравитационного максимума, а узкой Калба-Нарымской СФЗ и Западно-Калбинской СФЗ, представленной своей краевой частью – Калбинско-Черемшанский гравитационный минимум с «перемычкой» повышенных значений между Калбинским на юго-востоке и Черемшанским на северо-западе гравитационными минимумами на крайнем западе площади. Иртышская зона смятия располагается в широкой градиентной полосе переменных значений силы тяжести (рис. 12). По данным глубинных геофизических исследований [52, 152], под Рудным Алтаем до глубины 100–140 км фиксируется неоднородная, многослойно-блоковая литосфера континентального типа, при этом Рудно-Алтайскому мегаблоку соответствует гребневидный выступ поверхностей Мохоровичича и Конрада при мощности земной коры в районе Рубцовска 37–40 км (Рубцовское поднятие) и ее увеличении до 45 км под структурами Иртышской зоны и Калба-Нарымского мегаблока (и Чарышского блока на смежной к востоку площади), что характеризует Рудно-Алтайскую зону как область трансенсии [84]. Мощность базито-метаморфического слоя, значительно увеличенная под Рудно-Алтайской зоной (20–22 км), уменьшается в юго-западном направлении до 14–18 км [12, 39]. При этом фиксируется уступообразное падение Иртышской зоны смятия под структуры Рудного Алтая при общем надвигании Рудно-Алтайского мегаблока на блоки Иртышской и Калба-Нарымской СФЗ [12].

В пределах рассматриваемой площади в соответствии с принадлежностью разновозрастных геологических подразделений определенным геодинамическим циклам (циклом Бертрана) и этапам развития с характерным набором структурно-вещественных комплексов могут быть выделены образования нижнего силурийско–раннедевонского (в смежных районах Горного Алтая – раннеордовикско–раннедевонского), среднего раннедевонско–раннемелового и верхнего позднемезозойско–кайнозойского структурных этажей. *Нижний структурный этаж* сформирован на протяжении океанического и пассивно-окраинно-континентального этапов при формировании Палеоазиатского океана, представлен в Рудно-Алтайской и, фрагментарно в Иртышской зонах. В пределах *среднего структурного этажа* могут быть выделены девонско–раннекаменноугольный структурный ярус, время формирования которого соответствовало активно-окраинно-континентальному этапу развития, и раннекаменноугольно–раннемеловой (включая коллизионный и эпиколлизионный плитный подъярусы) структурный ярус коллизионно-внутриплитного этапа развития региона. *Верхний структурный этаж* рассматриваемого района сформирован на внутриконтинентальном платформенно-неорогеном этапе развития и может быть подразделен на платформенный с развитием кор выветривания и неорогеновый

структурные ярусы соответствующих стадий развития региона.

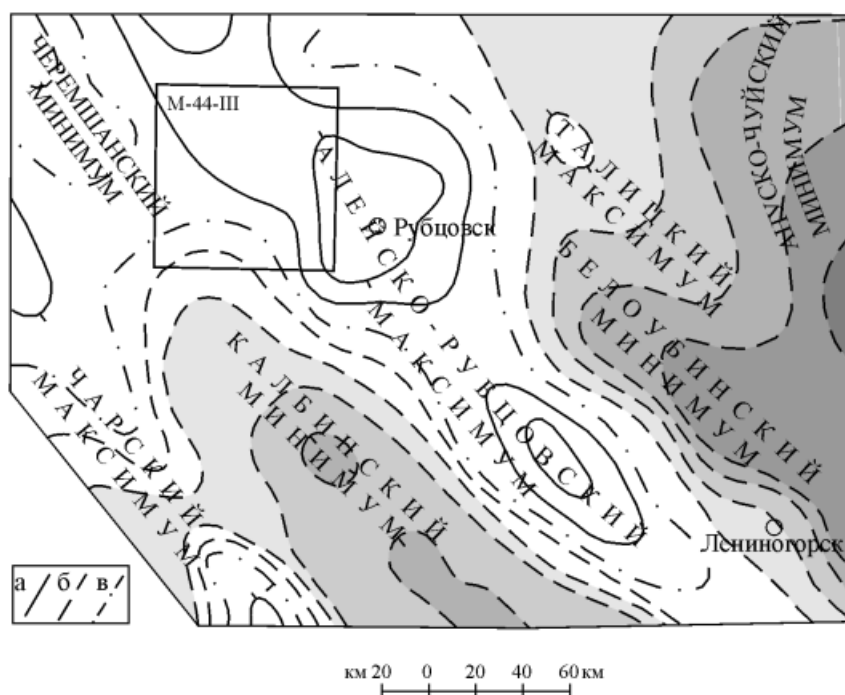


Рис. 12. Схема остаточных аномалий Δg первого порядка западной части Алтае-Саянской складчатой области (по И. А. Кочеткову, [152]).

а–в – изоаномалы: а – положительные; б – отрицательные; в – нулевые.

Нижний структурный этаж представлен фрагментами офиолитов в виде альпинотипных массивов гипербазитов ранне-среднепалеозойского возраста (сарбасский комплекс в Иртышской зоне) и флишоидами проксимальной турбидитовой полимиктовой глинисто-песчаной формации (корбалихинская толща) континентального склона (Рудно-Алтайская СФЗ). Средний структурный этаж включает: разнообразные осадочные, вулканогенно-осадочные молассовые комплексы (орловская, мельничная, заводская, каменевская, малоульбинская, луговская свиты), а в Калба-Нарымской зоне – отложения аспидной углеродисто-песчаниково-алевролитовой формации (такырская серия); вулканиты и субвулканические образования риолитовой (кварцкератофировой) и базальт-андезит-риолитовой формаций активной окраины континента (мельнично-сосновский, каменевский комплексы); интрузивные образования коллизионных диорит-гранодиорит-лейкогранитовой (волчихинский комплекс), диорит-гранодиорит-гранитогнейсовой (прииртышский комплекс) и гранитовой (калбинский комплекс) формаций, а также динамосланцевые, зеленосланцевые и амфиболит-гнейсовые метаморфиты иртышского комплекса среднего–позднего палеозоя. Верхний структурный этаж представлен платформенными комплексами мел–палеогеновых кор выветривания и неорогенными полигенетическими образованиями кайнозойского чехла Бийско-Барнаульской впадины.

ЗАПАДНО-КАЛБИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Данная СФЗ на крайнем юго-западе площади листа М-44-III представлена очень небольшим фрагментом *Новомихайловского блока*, заполненным гранитоидами Борисовского плутона раннепермского калбинского комплекса и отделенным от структур Калба-Нарымского мегаблока Теректинским глубинным разломом общего северо-западного простирания. Определяется ее четкая приуроченность Калбинскому гравитационному минимуму (рис. 12) при преобладающих и в более южных смежных районах слабоотрицательных значениях магнитного поля. Внутреннее строение и состав имеющегося фрагмента из-за очень малых размеров не изучены, тогда как на смежной территории листа М-44-IX определяется складчато-блоковая структура данной СФЗ, вещественную основу которой составляют каменноугольные углеродисто-терригенные отложения формаций остаточного межконтинентального прогиба, прорванные крупными массивами гранитоидов раннепермского калбинского комплекса [190]. В целом зона представляет собой асимметричную синклинорную структуру, а ранее рассматривалась как часть

единого с Калба-Нарымской СФЗ Калбинского мегасинклиория [12].

КАЛБА-НАРЫМСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Фрагмент Калба-Нарымского мегаблока расположен на крайнем западе площади листа М-44-III и на востоке отделен от Иртышской зоны смятия субмеридиональным разворотом Калба-Нарымского глубинного разлома, а на юго-западе по Теректинскому разлому северо-западного простирания граничит с Западно-Калбинской СФЗ. В пределах Большого Алтая зона прослеживается более чем на 800 км при ширине 30–60 км, клиновидно суживается и выклинивается на территории Китая. Предполагается, что ранее она представляла собой самостоятельный террейн, дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся в раннем карбоне к структурам Большого Алтая [12]. На смежной к югу площади листа М-44-IX Калба-Нарымская СФЗ также имеет форму узкого клина, при этом ранее предполагалось ее выклинивание на территории листа М-44-III [190], но при проведении дальнейших работ и анализе имеющегося материалов устанавливается узкий пережим зоны (до 1,5–2 км) в районе оз. Ляпуниха и линзовидное расширение ее северного субмеридионального продолжения при протяженности более 60 км, ширине более 6 км (в пределах площади листа) и возможном выклинивании за пределами площади, «соответствующее» сужению и субмеридиональному изгибу расположенной восточнее Иртышской зоны смятия, а также субмеридиональному развороту более западных структур Западной Калбы и Чарской (Чарско-Зимунайской по Г. Н. Щербе с соавторами [12]) сутурной зоны (рис. 11).

В геофизических полях Калба-Нарымская СФЗ практически не выделяется, что, вероятно, обусловлено ее неоднородным строением. Ей соответствует дифференцированное магнитное поле при преобладании слабоинтенсивных отрицательных аномалий, за исключением слабоконтрастной и слабоинтенсивной положительной магнитной аномалии западнее ст. Угловский Кордон, возможно вызванной интрузиями прииртышского и калбинского комплексов или аллохтонным залеганием Угловской пластины данного мегаблока на блоках амфиболитов Иртышской зоны смятия. При этом трассирующие пограничный Калба-Нарымский разлом субмеридиональные развороты изоаномал гравитационного поля и градиентных зон магнитных аномалий смещены относительно него на запад, что позволяет предполагать падение наклонного сместителя надвига в том же направлении и его ориентировку субпараллельно Горностаевскому надвику, фиксирующему западную границу Калбы [12]. В региональном плане [152] данная СФЗ приурочена к северо-восточной гравитационной ступени Калбинского гравитационного минимума с повышением значений регионального гравитационного фона в северном направлении в сторону возможного выклинивания структуры (рис. 12).

На рассматриваемой площади внутреннее строение данного мегаблока изучено очень слабо в связи с большой мощностью чехла рыхлых кайнозойских отложений. На смежной территории Калба-Нарымская СФЗ (лист М-44-IX) имеет складчато-блоковое строение и объединяет серию клиновидных и линзовидных блоков различного размера, сложенных как рассланцованными и милонитизированными породами среднедевонской углеродисто-известковисто-терригенной кыстав-курчумской свиты и позднедевонско-раннекаменноугольной аспидной углеродисто-терригенной такырской серии (склоновые фации глубоководного желоба), распространенной и на рассматриваемой площади, так и метаморфическими сланцами, прорванными интрузиями коллизионных гранитоидов прииртышского и калбинского комплексов. Широко проявлены дуговые структуры, иногда картируются фрагменты интенсивно сжатых субизоклинальных линейных складчатых структур с северо-западной ориентировкой осей и с крутым падением осевой плоскости [190]. На площади данного листа фиксируются углы падения крыльев складок от 45 до 90° с развитием крутопадающей до вертикальной системы кливажа и апослоисто-полосчатых пород облика милонитов и углеродистых глинисто-серицитовых сланцев в восточной краевой части структуры.

Структурно-деформационный план СФЗ определяется положением (зажатостью) последней между двумя сближенными региональными разломами правосдвиговой кинематики, что предопределяет развитие двух сопряженных систем разломов – синтетических правосдвиговых северо-западной и субмеридиональной ориентировки (участками эволюционирующих как взбросы и взбросо-сдвиги) и антитетических субширотных разломов левосдвиговой кинематики, в данном случае представленных отдельными составляющими Озернокузнецовской зоны разломов (7) и Угловской зоной разломов (8). Формирование данных систем разломов в условиях сдвигового течения на мезозональном уровне глубинности способствовало развитию лозанжа и дуплексно-линзовой структуры мегаблока, что фиксируется на смежной площади листа М-44-

IX [190]. Более поздние сквозные секущие разрывные нарушения с кинематикой левых сдвигов, сбросо-сдвигов и сбросов на рассматриваемой площади представлены Озернокузнецовской зоной разломов (7), отделяющей от более южной узкой части мегаблока (*Тассорского пластинчатого блока* листа М-44-IX) расширенный линзовидный *Рублевский блок*.

ИРТЫШСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Данная СФЗ занимает почти всю западную и южную части листа (более 45 % площади), обычно рассматривается как зона смятия и, по мнению ряда исследователей, представляет собой горст-антиклинальную структуру или линейную пластинчато-складчатую структуру шовного типа [12]. На рассматриваемой площади (в южной части) и в северной части смежного к югу листа М-44-IX Иртышская зона характеризуется резким фестонобразным расширением от 22–25 км на юге и на севере до 50–55 км в средней части (соответствующей южной части листа М-44-III) и в районе Туруханского блока, к которому приурочены альпинотипные массивы гипербазитов. На востоке Иртышская СФЗ (зона смятия) отделяется от Рудно-Алтайской СФЗ резко волнисто-изогнутой зоной Иртышско-Маркакольского разлома общего северо-западного простирания, а на западе по субмеридиональному изгибу Калба-Нарымского разлома граничит со структурами Калба-Нарымской СФЗ (рис. 11).

В геофизических полях Иртышская СФЗ отчетливо не выражена, ее структурам соответствует слабо дифференцированное знакопеременное магнитное поле с мелкими локальными положительными аномалиями более высокой интенсивности (до $(2-2,5) \times 10^{-2}$ нТл), вероятно соответствующими блокам амфиболитов и амфиболовых кристаллосланцев. Гравитационное поле над зоной характеризуется сильной неоднородностью с интенсивным локальным Сарбасским гравитационным максимумом в юго-восточной части, пониженными значениями на юге и слабоповышенными значениями регионального гравитационного фона на севере, при этом в региональном плане структуре отвечает широкая градиентная полоса (сильно дифференцированная гравитационная ступень) между расположенным восточнее Рубцовским гравитационным максимумом и Калбинским гравитационным минимумом на крайнем юго-западе листа (рис. 12).

По данным глубинных геофизических исследований, Иртышская зона, характеризуясь увеличенной мощностью базито-метаморфического слоя (23–25 км) и скученной земной коры (до 47–49 км), далее в виде зоны низкоомных пород уступообразно, с субгоризонтальными срывами (и сдвигами более верхних блоков в юго-западном направлении) погружается ниже поверхности Мохоровичича в северо-восточном направлении под структуры Рудно-Алтайского мегаблока [12], что позволяет рассматривать ее глубинное продолжение как палеосубдукционную зону. Данные по глубинному строению Иртышской зоны, ее геотектоническое положение и внутреннее строение позволяют рассматривать данную структуру как крупную зону транспрессии сдвига-надвигового типа, формировавшуюся в условиях косога сжатия [14, 84]. Это, в частности, обеспечило выжимание наверх, в виде тектонических пластин более глубинных пород субдуцированного на ранних стадиях развития зоны океанического офиолитового комплекса.

Неоднородность Иртышской зоны, проявленная в геофизических полях и выраженная ее формой, а также преобладающим вещественным составом и различным структурным положением отдельных фрагментов этого мегаблока, позволяет выделить данные составные части зоны в качестве блоков второго порядка. Наиболее крупными являются слабо изученный, удлиненный в субмеридиональном направлении и прослеживающийся на 60 км при ширине до 25 км *Усть-Волчихинский блок* клиновидно-линзовидной формы в северной и северо-западной части зоны смятия, а также *Угловский блок* на юге площади, характеризующийся угловато-овальными очертаниями и размерами 50×30 км с некоторым удлинением в субширотном направлении, надвинутый в своей западной части на Калба-Нарымский мегаблок, а в восточной, вместе с Туруханским блоком, – на структуры Рудного Алтая. Строение Угловского блока, соответствующего резкому фестонобразному расширению Иртышской зоны смятия, фиксирует здесь развитие структуры «пальмового дерева», типичной для зон транспрессии [84]. Промежуточное положение между данными блоками с восточной границей по Иртышско-Маркакольскому разлому занимает клиновидная *Симоновская группа блоков*, локализованная на субмеридиональном развороте Иртышской зоны смятия и, в свою очередь, характеризующаяся сильной неоднородностью с присутствием мелких блоков амфиболитов и слабометаморфизованных отложений орловской свиты. Весьма характерным и специфичным является серповидный (изогнуто-линзовидный) *Туруханский блок* с дуговыми границами на востоке по Ир-

тышско-Маркакольскому (с Рудно-Алтайским мегаблоком) и на западе по Ракитинскому (с Угловским блоком) разломам, представляющий собой аллохтонную линзовидную пластину Иртышской зоны, надвинутую (как реакция опоры) на структуры Рудно-Алтайской СФЗ. По мнению Н. Н. Крука, С. А. Каргополова (устное сообщение), Туруханский блок может быть аналогом Курчумского и Предгорненского блоков более южных частей Иртышской зоны. Главными особенностями данного блока являются его чешуйчато-надвиговое строение, доминирующий сильный метаморфизм пород в условиях амфиболитовой фации и наличие в его юго-восточной части альпинотипных тел (тектонических клиньев) гипербазитов сарбасского комплекса. Кругловско-Балансорской зоной разломов и ее сочленением с Варшавским надвигом на юге площади от Туруханского блока отделен *Балансорский блок*, представленный своим очень небольшим фрагментом. В целом состав и структура Иртышской зоны смятия изучены слабо, что объясняется ее «нулевой» обнаженностью при широком, по имеющимся данным, развитии динамометаморфических и диафторических изменений.

Вещественный состав Иртышской СФЗ определяется доминирующим развитием пород иртышского меланжево-динамометаморфического комплекса (зеленосланцевой, динамосланцевой и амфиболит-гнейсовой формаций), прорванных и мигматизированных массивами предположительно позднекаменноугольно-раннепермского прииртышского комплекса (диорит-гранодиорит-гранито-гнейсовой формации). В очень небольшом количестве присутствуют мелкие пластинообразно-линзовидные блоки слабометаморфизованных терригенных и известковисто-терригенных отложений ранне-среднедевонской орловской свиты, сформированных в условиях осадочной террасы и аккреционной призмы активной континентальной окраины, а также альпинотипные массивы (тектонические клинья) пород дунит-перидотитовой формации океанического этапа развития района как отторженцы субдуцируемой на активно-окраинно-континентальном этапе океанической коры Палеоазиатского океана. Формирование аккреционной призмы способствовало началу развития активных динамометаморфических процессов (первый этап метаморфизма) с развитием иртышского метаморфического комплекса, занимающего основную часть Иртышского мегаблока. Появлению и развитию более высокометаморфизованных пород (второй этап метаморфизма) вероятно способствовали процессы континентальной коллизии и внедрение гранитоидных тел различной, обычно линзовидной удлиненной формы (прииртышский комплекс), приуроченных к зонам вязких разломов и концентрированного сдвигового течения.

Внутренняя структура Иртышской зоны представляет собой линейризованный парагенезис пластинчато-линзовидно-чешуйчатых, складчатых линейных морфоэлементов в долгоживущей шовной зоне крупного линеамента [12]. Характерно линейно-ступенчатое строение и веерообразное раскрытие структурного ансамбля вторичных структур кверху (структура пальмового дерева). Основной объем зоны сформирован в результате катазонального концентрированного сдвигового течения, что определяет развитие сложнорасчлененного комплекса с неоднократным развитием пликативных нарушений и обилием соскладчатых разломов, с формированием морфологически разнообразных, обычно линейных складчатых структур различных размеров, микроскладчатости и плейчатости.

Внутреннее строение и структурно-деформационный план Иртышской СФЗ определяется юго-западной и южной ориентировкой тангенциальных сжимающих усилий и тектонического потока на площади соседнего Рудно-Алтайского мегаблока на активно-окраинно-континентальном и коллизионном этапах развития района. Блоковые структуры Иртышской зоны смятия сформированы в результате контрастной дисторсии и, возможно, бифуркации тектонического потока в условиях транспрессии и сдвигового течения правосторонней кинематики при более раннем заложении основных структурных швов северо-западного простирания – Иртышско-Маркакольского (3) и Калба-Нарымского (2) разломов и сопряженных с ними антитетических нарушений субширотной ориентировки. Последние в данный момент представлены фрагментарно Озернокузнецовской (7) и Угловской зонами разломов (8), Варшавским разломом (18) и в значительной степени переориентированы и деформированы при последующем развитии правостороннего структурного плана и более поздних секущих разрывных нарушений северо-восточного простирания с формированием зон разломов сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики. При развитии северо-западных синтетических и субширотных антитетических вязких разломов в условиях сдвигового течения на мезо-катазональном уровне, а также при их схождении с разломами северо-восточной ориентировки формировались сигмоидные и сопряженные дуговые разломные структуры с эволюцией их в надвиги и взбросо-надвиги, вероятно, в большинстве случаев с морфологией взрезов, что обусловлено вязко-пластическими деформациями и общим снижением вязкости пород при протекании метаморфических процессов. Примером таких сопряжений может служить резкий изгиб Иртышско-Маркакольского разлома при сходе-

нии его с Варшавским разломом, сочленение Ракитинского разлома (16) с Кругловско-Балансорской зоной (17), а также прослеживающаяся со смежной площади листа М-44-IX Куйбышевская зона разломов (10) взбросо-надвиговой кинематики.

РУДНО-АЛТАЙСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Рудно-Алтайская структурно-формационная зона (или Рудно-Алтайский мегаблок) занимает значительную часть (более 40 % площади) территории листа М-44-III и в пределах последнего представлена своей северо-западной частью, включающей **Новогорьевскую подзону**, фрагмент **Рубцовской подзоны** в виде западной части *Ивановского блока* (грабена) и небольшую периферическую область **Алейско-Синюшинской подзоны** на востоке площади.

Блоки большей части Рудно-Алтайской СФЗ выделяются неоднородным положительным магнитным полем и повышенными значениями регионального гравитационного фона, фиксирующими северо-западное продолжение Рубцовского гравитационного максимума, при преимущественной северо-западной ориентировке осей аномалий, градиентных зон и гравитационных ступеней, как и на смежных территориях восточной части мегаблока. Относительно самостоятельное структурное значение имеют мелкие блоки наложенного приразломного межгорного каменноугольного Новоалександровского прогиба (грабена), локализованного большей частью на смежной площади листа М-44-IV в автохтоне субширотного Варшавского надвига.

Структурно-деформационный план Рудно-Алтайского мегаблока определяется развитием долгоживущих и заложённых, вероятно, при начале субдукционных процессов (возможно, в условиях косой субдукции) в эмское время систем разрывных нарушений северо-западной, субмеридиональной и субширотной ориентировки. При этом весьма существенным моментом в изучении и понимании тектонической структуры Рудного Алтая является определение направления сдвиговых перемещений (сдвигового течения) по основным структурообразующим и ограничивающим мегаблок разломам (структурным швам) – Иртышскому (Иртышско-Маркакольскому) и Локтевско-Маркакольскому (Северо-Восточной зоне смятия). Данный вопрос является дискуссионным в связи с получением результатов полевых структурно-кинематических исследований [109], определяющих кинематику Иртышской и Северо-Восточной линейментных зон как левосторонние сдвиги. Проведенный автором структурно-кинематический анализ территории с определением правосдвиговой кинематики основных структурообразующих разломов, ограничивающих Рудно-Алтайский мегаблок, был основан на многолетнем опыте и многочисленных публикациях большого количества геологов, занимающихся в разные годы проблемами структурной геологии. Ниже излагаемые положения и критерии определения направления смещений по региональным сдвигам вошли в многочисленные учебники, методические пособия и рекомендации, справочники и словари. Причем, как отмечается А. К. Худолеем в статье «Индикаторы перемещений» энциклопедического справочника «Тектоника и геодинамика» серии «Планета Земля» (с. 388) «...Сравнительно просто направление перемещения определяется, если данные индикаторы перемещения образуют структуры типа дуплексов или С-S-структур. Во всех остальных случаях для корректного определения направления перемещений требуется дополнительная информация (например, об истории деформации), которая не всегда может быть получена». И к другим методам «...следует относиться с большой осторожностью». Здесь, при определении правосдвиговой кинематики основных структурообразующих разломов, ограничивающих Рудно-Алтайский мегаблок учитывались следующие моменты:

1. Самое главное – это то, что Рудно-Алтайский мегаблок имеет отчетливо выраженное дуплексное строение (аналогично С-S-структуре тектонитов). Дуплексы ограничены структурообразующими разломами северо-западного и субширотного направлений и своей длинной осью ориентированы в западно-северо-западном направлении. Данные дуплексы аппроксимируются эллипсоидом деформации, ориентировка осей которого свидетельствует о формировании структур региона в условиях правосдвигового течения. В соответствие с общим структурным планом антитетические субширотные разломы будут иметь левосдвиговую кинематику с эволюцией во взбросо-надвиги (Варшавский сдвиг-надвиг, Алейский и Третьяковский взбросы на российской площади, Ивановский надвиг на территории Казахстана и др.), а в позиции трещин отрыва (локальных зон растяжения) с развитием сбросов будут развиты субмеридиональные разломы (деформированные ограничения большинства девонских прогибов Рудного Алтая). Все это подтверждается геологическими фактами (смещение реперных тел, разбуренные сместители взбросов и надвигов) и геофизическими данными (смещение и резкие изгибы градиентных зон и осей аномалий).

Если принять гипотезу о левосдвиговой природе главных структурообразующих разломов, то тогда парой северо-западным разломам (левым сдвигам) должны были бы быть антитетические правосдвиговые разломы субмеридиональной и северо-северо-восточной ориентировки, а субширотные нарушения будут соответствовать сбросам, так как соответствовали бы кинематической позиции трещин отрыва. Все это в категорической форме противоречит имеющемуся фактическому материалу и, прежде всего, общей структуре Рудно-Алтайского мегаблока, что установлено на основании многолетних геологосъемочных и поисковых работ и также является геологическим фактом.

2. Одной из составляющей кинематического анализа при определении направления смещения блоков по региональным сдвигам является выявление чешуйчатых вееров сжатия и растяжения. Типичным для Северо-Восточной зоны смятия является наличие Курьинского чешуйчатого веера растяжения, представленного серией сбросов и на сочленении с Северо-Курьинским тектоническим покровом, локализирующего Новофирсовский серебро-золоторудный узел. Если принять гипотезу о левосдвиговой природе Северо-Восточной зоны смятия, то данная серия разломов должна бы быть взбросами и надвигами, что противоречит фактическому геологическому материалу.

3. Слагающий северо-восточное крыло Северо-Восточной зоны смятия Чарышский блок с севера ограничен Северо-Курьинским тектоническим покровом (Чарышским надвигом) с падением сместителя в северном направлении, а с юга – Тигирекским взбросо-надвигом, что подтверждено геологическими наблюдениями. То есть Чарышский блок представляет собой аллохтонное или параавтохтонное сооружение со смещением в юго-восточном направлении по правосдвиговой Северо-Восточной зоне.

4. Одним из признаков определения направления смещений по сдвигу является подворот плоскостных элементов к поверхности сместителя [21] в направлении, обратном смещению. Такие подвороты плоскостей субширотных разломов, свидетельствующие о правосдвиговом характере структурного плана, имеют, в частности, восточные фланги Сростинского разлома, зоны Варшавского надвига и сопутствующей ему периодической серии более мелких разломов, в Прииртышской подзоне – Третьяковская зона разломов на сочленении уже с Иртышско-Маркакольским разломом.

5. Большинство девонских даек и жил на севере российской территории мегаблока (каменевского, змеиногорского, белорецко-маркакольского комплексов) имеет субмеридиональное простирание, что фиксирует их локализацию в зонах растяжения (трещин отрыва) правосдвигового структурного плана. Так же ведут себя и относительно небольшие интрузивные массивы усть-беловского (Целинный массив) и волчихинского (Рубцовский, Первомайский и ряд других массивов). Это уверенно картируется на обнаженных участках, в частности на горе Россыпухе и в ряде других районов. При левосдвиговом структурно-деформационном плане дайки должны были бы иметь преимущественно субширотную ориентировку, что фиксируется для пермо-триасовых даек терехтинского (миролюбовского) комплекса.

6. Наконец, как подчеркивается в Методическом руководстве «Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях», определение направления смещения по зоне сдвига, к которой приурочено германотипное сооружение, возможно на основе анализа чешуйчатых вееров или смещения реперных тел». Такие смещения зафиксированы в разных районах Рудного Алтая. Для северо-западных разломов это – преимущественно правосдвиговые смещения, для субширотных – левосдвиговые (что зафиксировано и в изданных записках листов М-44-Х, М-44-ХI). Типичными примерами могут служить: правосдвиговые смещения восточного фестоны и отрезков Варшавского надвига по серии разломов северо-западного направления; правосдвиговое смещение структур Новоалександровского прогиба по зоне Локтевского (Пильничихинского) разлома и, в целом, по Бугровской зоне разломов северо-западного простирания с горизонтальной амплитудой 25 км; более мелкие многочисленные правосдвиговые смещения девонских вулканогенных структур, границ свит и интрузивных массивов по зоне Центрально-Алейского разлома и более мелким нарушениям; левостороннее смещение оси Локтевского прогиба и границы Локтевского интрузивного массива по Алейскому разлому; левостороннее смещение границ Прииртышского девонского прогиба по Третьяковскому (Южноорловско-Боровлянскому) разлому (рис. 11); левостороннее смещение северного крыла Золотушинской депрессии по Геофизическому разлому и еще целый ряд фиксируемых смещений реперных тел того же плана.

В отношении полученных замеров кинематики по Северо-Восточной и Иртышской зонам, дающим левый сдвиг, можно отметить, что как подчеркнуто в методических руководствах «При работе в полевых условиях могут быть установлены только частные направления смещений, которые, как подчеркивалось выше, не всегда согласуются с общими», и далее «...суммы

частных данных, сбор которых представляется весьма трудоемким процессом, не всегда могут дать верное представление об общем» [110]. Также можно добавить цитату А. К. Худолея из энциклопедического справочника «Тектоника и геодинамика» серии «Планета Земля» (2004 г.; статья «Линейность», с. 395): «Кинематическое значение линейности, то есть ее связь с деформациями и смещениями частиц пород, в значительной степени спорно и возможно не для всех типов вторичной линейности».

В заключение рассмотрения данного вопроса следует отметить, что вышеприведенные результаты полевых структурно-кинематических исследований, дающие левостороннюю кинематику основных северо-западных сдвигов региона, определены на позднепалеозойское (пермское) время, тогда как правосдвиговая кинематика доминировала в девоне, а также достаточно уверенно определяется и в мезозойско-кайнозойское время, что отмечено в ряде публикаций [12, 110]. И нет оснований распространять существование (даже если он действительно имел место в позднем палеозое) левосдвигового структурно-деформационного плана на все время формирования Рудно-Алтайской структуры от раннего девона до современности. Более того, никаких геологических подтверждений существования на каком-то определенном этапе левосдвигового структурно-деформационного плана в Рудном Алтае пока не обнаружено.

Данные по глубинному строению Рудно-Алтайской зоны (уменьшенная мощность земной коры), ее геотектоническое положение и внутреннее строение позволяют рассматривать данную структуру на ранней стадии ее развития как сложную зону трансенсии сдвиго-раздвигового (рифтогенного) типа с повышенным тепловым потоком (по Ч. Б. Борукаеву, 1999), сформировавшуюся в условиях косоугольной субдукции, общего сжатия на окраине Сибирского континента и локального косоугольного растяжения в пределах энсиматического сегмента активной континентальной окраины, впоследствии тектонически обособленного в виде Рудно-Алтайского мегаблока. При этом в целом Рудно-Алтайская зона сформирована как крупная «пулл-апарт» структура (в региональном плане представляет собой линзу с выклиниванием на юго-востоке в районе озера Маркаколь и на северо-западе под чехлом рыхлых отложений Кулундинской впадины) в зоне трансрегионального Маркакольского линеамента правосдвиговой кинематики, состоящая из системы более мелких бассейнов типа «пулл-апарт». Последние с фрагментарно сохранившимися, сильно деформированными и смещенными по субширотным левым сдвигам субмеридиональными раздвиговыми (сбросовыми) границами в целом соответствуют основным вулканическим девонским прогибам, выделяемым в настоящее время в качестве структурно-формационных подзон (Прииртышская, Змеиногорская, Рубцовская, Новогорьевская подзоны российской части Рудного Алтая) (рис. 11). Такое геотектоническое положение, заложение и развитие Рудного Алтая как крупной структуры рифтогенного типа с повышенным тепловым и флюидным потоком (эффектом всасывания), что отмечено и в более ранних исследованиях [12], предопределило уникальную рудоносность данного региона – Рудноалтайского полиметаллического пояса. Все эти изложенные выше предположения основаны на целом ряде данных геологического характера:

1. Формирование рассматриваемой структуры Рудного Алтая в обстановке общего сжатия в зоне сдвигового течения на континентальной окраине.

2. Характерная удлиненно линзовидная форма Рудно-Алтайского мегаблока с разворотами к субмеридиональному направлению ограничивающих его Иртышско-Маркакольского и Локтевско-Маркакольского (Северо-Восточной зоны смятия) линеаментов, а также его составных частей – девонских прогибов, разделенных поднятиями.

3. Данные по глубинному строению Рудно-Алтайской зоны свидетельствует о наличии под ней сокращенной мощности земной коры и гребневидного вала поверхности М, что характеризует данную структуру как зону трансенсии (растяжения).

4. Отмеченные для Рудного Алтая рядом исследователей [12] признаки рифтогенной структуры с повышенным тепловым потоком.

5. Повышенная мощность девонских отложений по сравнению со структурами смежных регионов (4–5 км в средней части по сравнению с 1–2 км в бортовых структурах) и повышенная углеродистость терригенных пород.

6. Формирование девонских отложений в условиях резко расчлененного шельфа при большом количестве внутриформационных несогласий, что характерно для структур подобного типа, при этом наиболее относительно глубоководные и мощные толщи вулканогенно-осадочных пород развиты в «пиковой» средней стадии развития структуры (заводская и каменевская свиты).

7. Интенсивный вулканизм и интрузивный магматизм (гораздо более интенсивный, чем в смежных структурах), вероятно сопряженный с подъемом астенолита и преобладающими условиями растяжения в пределах данной структуры.

8. Аналогия с подобными структурами на активных континентальных окраинах, в частности с серией бассейнов (грабен, полуграбен) Сихотэ-Алиня [27] или с Калифорнийской системой окраинно-континентальных правых сдвигов (по Crowell, 1962), где в последнее время предполагается формирование рифтогенных сдвиго-раздвиговых структур (бассейнов типа «пулл-апарт»). В связи с этим и для девонских структур Рудного Алтая можно предполагать чередование стадий или сложный механизм их формирования с одновременным участием или преобладанием субдукционной и трансформной геодинамической составляющей.

9. Наличие деформированных при последующих коллизионных процессах и сдвиговых деформациях субмеридиональных (сбросовых) ограничений составных девонских прогибов – Шубинско-Новоогорьевского, Рубцовского, Золотушинского, отдельных частей Змеиногорского, фрагменты субмеридиональных границ девонских структур на территории Казахстана, что достаточно отчетливо зафиксировано при проведении геологосъемочных работ, изучении аэрокосмоматериалов и геофизических полей (рис. 11).

Ориентировка ареалов (линейных батолитов) волчихинского комплекса (по границам девонских прогибов) и значительной части крупных субвулканических массивов каменевского комплекса (например Калининской ВПС) также фиксирует субмеридиональные локальные структуры растяжения при формировании Рудно-Алтайской «пулл-апарт» структуры.

Дальнейшее расположение зоны в обширной области ламинарного правосдвигового течения как региональной зоны лозанжа предопределило преимущественное развитие структурообразующих продольных правосдвиговых нарушений (синтетические срывы, в общем виде совпавшие с зонами сжатия и сплющивания в условиях деформации чистого сдвига при заложении сейсмофокальной зоны) и сопряженных с ними, ограниченно проявленных на данной площади субширотных разломов, развитых в кинематической позиции антитетических левосторонних срывов и в условиях деформаций простого сдвига эволюционирующих как взбросо-сдвиги и взбросо-надвиги. Более поздние разломы северо-восточного направления формировались в кинематической позиции трещин отрыва, возможно при знакопеременных разворотах главных осей эллипсоида деформаций в зависимости от интенсивности тектонических напряжений или различного участия механизмов деформации чистого и простого сдвигов, и, чаще всего, представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги с преобладанием на поздних стадиях левосдвиговой кинематики. Очень характерным для Рудно-Алтайской СФЗ является веерообразное расхождение (виргация первого рода) складчатых структур в северном направлении с дуговым, поперечным для всего мегаблока северо-восточным разворотом осей главных складок, что фиксируется для Шубинско-Новоогорьевского девонского прогиба в его северной части.

Алейско-Синюшинская подзона Рудно-Алтайской СФЗ в отличие от девонских «пулл-апарт»-бассейнов (в данном случае Новоогорьевской подзоны) объединяет области сжатия и поднятия («поп-ап»-структуры) с интенсивно проявленной складчатостью и метаморфизмом терригенных пород до зеленосланцевой фации. На площади листа М-44-III она представлена очень небольшим северо-западным фрагментом Локтевского блока Алейского поднятия, расположенным на крайнем юго-востоке территории, а также западным фрагментом Рубцовского поднятия, отделенным от Локтевского блока Варшавским разломом (надвигом). В региональном плане Рубцовское поднятие является северным продолжением более крупного Алейского поднятия, которое на более южных смежных площадях Рудного Алтая (листы М-44-Х, XI) занимает срединное положение между Прииртышской и Змеиногорской подзонами. На крайнем северо-западе Рудного Алтая подобное срединное положение между Новоогорьевской (лист М-44-III) и Рубцовской (на смежной к востоку площади листа М-44-IV) подзонами занимает более дифференцированное и менее широкое Рубцовское поднятие, тогда как Алейское поднятие через Локтевский блок, представляющий собой аллохтон Варшавского надвига, сочленяется с Иртышско-Маркакольским разломом и Иртышской зоной смятия. Блокам Алейско-Синюшинской подзоны соответствует дифференцированное магнитное поле с преобладанием положительных аномалий разной интенсивности и повышенные значения (до 20–30 мГал) регионального гравитационного поля.

Вещественную основу Алейско-Синюшинской подзоны на рассматриваемой территории составляют метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой (филлитовой) фации диагенеза и хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма до облика сланцев силурийско–раннедевонские отложения нижнего структурного этажа, представленные флишоидами проксимальной турбидитовой полимиктовой глинисто-песчаной формации (корбалихинская толща), насыщенные интрузивными образованиями волчихинского комплекса. На склонах дифференцированного Рубцовского поднятия, кроме того, в ограниченных объемах локально развиты отложения мельничной и заводской свит, а на смежной к востоку площади листа М-44-IV широко распространены субвулканические образования мельнично-сосновского, каменев-

ского и, особенно, каменноугольного панфиловского комплексов. Структурное положение и внутреннее строение блоков-поднятий и в целом Алейско-Синюшинской подзоны Рудно-Алтайского мегаблока позволяет рассматривать данную структуру как интрагеоантиклинальное поднятие (кордильеру), заложенное еще на ранних стадиях развития девонского вулканоплутонического пояса в результате смены тектонического режима и нарастания сжимающих усилий в надсубдукционной зоне.

Алейское поднятие (Локтевский блок) в пределах площади листа М-44-III ограничено с севера субширотным волнисто-изогнутым Варшавским надвигом (на запад продолжается Кругловско-Балансорской зоной разломов), по которому данная структура надвинута на структуры Рубцовской подзоны и Новоалександровский наложенный прогиб, а с запада – Иртышско-Маркакольским глубинным разломом общего северо-западного простирания, по которому отделяется от Иртышской зоны смятия. Представлено мелким западным фрагментом своей торцевой части и на смежной к югу площади прослеживается на юго-восток более чем на 150 км при ширине до 40–50 км. Более половины объема Локтевского блока на данной площади сложено интрузиями средне-позднекаменноугольного волчихинского комплекса, прорывающими сконцентрированные на западе блока интенсивно и сложно дислоцированные, рассланцованные и метаморфизованные флишеидные терригенные отложения корбалихинской толщи.

Внутреннее строение Алейского поднятия на смежной территории характеризуется широким развитием крутопадающих разрывных нарушений северо-западного простирания с кинематикой правых сдвигов, формирующих его складчато-блоковую и пластинчато-линзовидную структуру и нередко сопровождающихся катаклазитами и тектонитами [190]. Терригенные породы сжаты в линейные изоклинальные складки и в зоне влияния Иртышского линеамента превращены в кварц-альбит-актинолитовые сланцы, при этом на смежной к югу территории блоку соответствует слабо дифференцированное положительное магнитное поле, градиентная зона которого смещена к востоку от Иртышско-Маркакольского разлома, что свидетельствует о падении сместителя разлома и структур Иртышской зоны под структуры блока.

Рубцовское поднятие в общем структурно-тектоническом плане как часть складчато-глыбовой Алейско-Синюшинской подзоны является северным продолжением Алейского поднятия и на востоке данной площади представлено фрагментом своего западного склона, прорванным Долинским массивом волчихинского комплекса и перекрытого юрскими отложениями луговской свиты наложенной Ненашевской впадины. В отличие от Алейского поднятия, характеризуется меньшими размерами, большей дифференцированностью и расчлененностью, что фиксируется и для рассматриваемой в пределах листа его части, характеризующейся «заливами» девонских отложений Шубинско-Новогорьевского прогиба. При этом отсутствие отложений мельничной свиты свидетельствует об условиях воздымания и размыва данной структуры Рудного Алтая в раннем и среднем девоне. С учетом смежной площади листа М-44-IV, Рубцовское поднятие прослеживается в северо-северо-западном направлении почти на 60 км при ширине от 25 км в южной части до 10–15 км на севере при вероятном выклинивании или замыкании под юрскими отложениями Сростинской наложенной впадины. Данной структуре соответствует дифференцированное положительное магнитное поле с интенсивными положительными аномалиями в связи с локализацией интрузий волчихинского комплекса и повышенные значения регионального гравитационного фона (Рубцовский гравитационный максимум).

Внутреннее строение Рубцовского поднятия характеризуется неоднородностью при развитии диагональной системы разломов северо-западного (преимущественно правые сдвиги и взбросо-сдвиги) на смежной площади листа М-44-IV и северо-восточного (левые сдвиги и сбросо-сдвиги) простираний. В целом Рубцовское поднятие представляет собой раздробленную на серию блоков антиклинорную структуру (блоковое горстовое поднятие по В. Ф. Михайлову) с крутым западным и пологим восточным крыльями. На смежной территории для него характерно развитие сжатых линейных складок с невыдержанными простираниями, резкими разворотами осей и ундулирующими шарнирами. Главной складчатой структурой является Пушкинская антиклиналь, на юге поднятия (лист М-44-IV) имеющая северо-западное простирание, а под юрскими отложениями Ненашевской впадины на восточной границе листа М-44-III – дуговое субмеридиональное до северо-северо-восточного с дальнейшим разворотом на севере поднятия до северо-западного в фундаменте Сростинской впадины. Фиксирующийся Z-образный разворот оси поднятия может свидетельствовать о формировании структур Рудного Алтая и, в частности, Рубцовского поднятия в условиях ламинарного правосдвигового течения. В целом для складчатых структур поднятия типично развитие кливажа скалывания и течения при образовании метаморфических сланцев в ката-мезозональных условиях глубинности и фиксируются варьирующие в широких пределах от 40 до 80° углы падения крыльев складок разных порядков при общем дисгармоничном характере линейной складчатости.

Рубцовская подзона Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны на площади листа М-44-III представлена небольшим западным фрагментом Ивановского блока, отделенного от юрской Сростинской впадины Ивановским разломом. *Ивановский блок (Ивановский грабен)* представляет собой относительно самостоятельную структуру, локализованную на северо-востоке площади листа между блоками Степнобугринского краевого поднятия (на смежной территории листа М-44-IV) и северной замыкающейся части Рубцовского поднятия. С учетом смежной территории данный блок (грабен-синклиналь) характеризуется клиновидно-линзовидной формой и с удлинением в северо-западном направлении прослеживается более чем на 30 км (в пределах листа более чем на 11 км) при максимальной ширине до 9 км. Вещественную основу блока составляют отложения пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой формации (ранне-среднедевонской мельничной свиты) и вулканиты формации натриевых риолитов (мельнично-сосновского комплекса), прорванные на смежной площади (как предполагается по геофизическим данным) интрузиями гранитоидов позднедевонского змеиногорского комплекса. Внутреннее строение блока изучено очень слабо, по имеющимся данным в средней части структуры широко развиты разнообломочные до агломератовых туфы, эруптивные и автомагматические брекчии и метасоматически измененные риолитоиды, что позволяет выделять в его средней части (лист М-44-IV) Ивановский палеовулканический аппарат центрального типа. Ивановскому блоку соответствует широкая, в целом ориентированная в северо-западном направлении градиентная зона знакопеременного магнитного поля с локализацией в периферической части слабоинтенсивных положительных аномалий и слабоотрицательных значений в его средней части, а также широкая гравитационная ступень, смещенная на северо-восток относительно Ивановского разлома, что может свидетельствовать о падении сместителя последнего и структур всего блока в данном направлении.

Новоогорьевская подзона Рудно-Алтайской СФЗ является неоднородным крупным структурным подразделением площади, занимает среднюю, северо-восточную и северную части листа М-44-III и включает Западное краевое поднятие и Шубинско-Новоогорьевский (Лебяжинский) девонский прогиб. На западе и юго-западе структуры данной подзоны, прослеживаясь в северо-северо-западном направлении за пределы площади, по волнисто-изогнутому Иртышско-Маркакольскому разлому сложной кинематики граничат с Иртышским мегаблоком (Иртышской зоной смятия), на северо-востоке перекрыты отложениями юрской Сростинской впадины, а на востоке и юго-востоке по сложной, извилистой границе, в своей южной части прорванной крупным Долинским интрузивным массивом, сочленены с Рубцовским (Алейско-Рубцовским) поднятием. При этом по комплексу признаков и по данным ряда исследователей [12, 88], структуры Рудноалтайского мегаблока и Новоогорьевской подзоны как его крайней северо-западной части в целом надвинуты на Иртышскую зону смятия с формированием общей юго-западной вергентности, что фиксируется и в более южных районах [190].

Западное краевое поднятие с западной границей по Иртышско-Маркакольскому разлому прослеживается на север за пределы площади и включает занимающий крайнее западное положение в Новоогорьевской подзоне и всего Рудноалтайского мегаблока Кормихинский блок и отделенные от него Борисовским разломом северо-северо-западного простирания линзовидный в плане Южно-Кормихинский грабен и Заозерный блок. Поднятие имеет линзовидно-пластинообразную форму, как и слагающие его более мелкие и узкие блоки. Общая ширина структуры в северной и средней части составляет 20–25 км при общей протяженности в пределах листа не менее 60–65 км, отдельных блоков – до 10–15 км. На юге блоки данного поднятия выклиниваются или, возможно, перекрываются Туруханским блоком-пластиной Иртышской зоны смятия. Западное краевое поднятие достаточно отчетливо выделяется в магнитном поле доминированием дифференцированных слабо интенсивных субизометричных положительных аномалий, но характеризуется очень неоднородным гравитационным полем с преобладанием повышенных значений регионального гравитационного фона на севере и пониженных значений на юге.

Вещественную основу блоков Западного краевого поднятия составляют интенсивно дислоцированные и измененные (метаморфизованные) в филлитовой фации (пренит-пумпеллиитовой фации диагенеза согласно Петрографического кодекса 2009 г.) флишоидные терригенные отложения силурийско–раннедевонской корбалихинской толщи, прорванные интрузивными массивами средне-позднекаменноугольного волчихинского комплекса. Образования среднего структурного этажа представлены фрагментарно залегающими в мелких грабен-синклиналях осадочно-вулканогенными образованиями мельничной свиты с вулканитами формации натриевых риолитов (мельнично-сосновский комплекс). Наиболее крупный линзовидный Южно-Кормихинский грабен (Нагибинская синклиналь по В. М. Рыбораку) протяженностью 22 км и шириной до 3 км приурочен к границе Кормихинского и Заозерного блоков. Южнее, в пределах первого локализован Западно-Шубинский субвулканический массив и соответствующий ему

палеовулканический аппарат (1) с небольшим объемом покровных и осадочных фаций в южной части постройки. По данным В. М. Рыборака с соавторами [181], выделяющего здесь Чернокозовниковскую синклиналь протяженностью около 10 км, углы падения крыльев структуры составляют 45–50°.

Внутреннее строение Западного краевого поднятия как складчато-блокового каледонского основания Шубинско-Новоогорьевского прогиба характеризуется развитием сильно сжатых, до субизоклинальных в зонах приразломного смятия, линейных складок с крутыми (75–80°) углами падения крыльев. Типичной является Западная (Кормихинская) антиклиналь (1) северо-западного простирания, протяженностью более 20 км и шириной до 5 км, сопряженная на юго-западе с Западно-Шубинской палеовулканической структурой, а на востоке – с Южно-Кормихинским грабеном (Нагибинской синклиналью). Углы падения крыльев антиклинали, судя по замерам слоистости в скважинах, очень крутые (80–85°), фиксируется погружение шарнира складки в северном направлении [181]. Северо-восточнее расположена Озерная антиклиналь северо-восточного простирания, характеризующаяся размахом крыльев не более 3–4 км и, возможно, являющаяся выступом Западного поднятия уже в пределах Шубинско-Новоогорьевского прогиба. Продольными разломами северо-западного и субмеридионального простирания, субпараллельными ограничивающему данный блок Иртышско-Маркакольскому разлому, часто имеющими волнисто-изогнутую морфологию с невыдержанными простиранием и падением сместителей, поднятие в своей южной части разбито на пластинообразные и линзовидные блоки (начальная стадия развития лозанжа). Также развиты (наиболее интенсивно в южной части поднятия) более поздние прямолинейные и крутопадающие поперечные сквозные (секущие) разломы северо-восточной ориентировки с кинематикой левых сдвигов и сбросо-сдвигов (Ляпуновский, Озерный, Лебяжинский, Шубинский разломы), обусловивших формирование более мелких трапециевидных и клиновидных блоков и в целом мозаично-блоковое внутреннее строение Западного краевого поднятия.

Шубинско-Новоогорьевский прогиб является главной девонской структурой площади, занимает ее восточную часть, при этом западное крыло прогиба и его сочленение с Западным краевым поднятием прорвано крупным, линейно вытянутым вдоль границы данного прогиба в субмеридиональном направлении Заозерным массивом волчихинского комплекса. Восточное крыло прогиба и его граница с Рубцовским поднятием в значительной степени перекрыто отложениями юрской Ненашевской впадины. На севере предполагается выклинивание данного прогиба или его сужение под юрскими отложениями Сростинской наложенной впадины, а на юге отложения прогиба прорваны и уничтожены крупным интрузивным Долинским массивом волчихинского комплекса. В целом на эрозионной поверхности фундамента прогиб имеет клиновидно-линзовидную форму, характеризуется «видимой» протяженностью в субмеридиональном до северо-северо-восточного (поперечном в отличие от всех основных девонских прогибов Рудного Алтая) направлении более 40 км (при преимущественной ориентировке осей складок в том же направлении) и максимальной шириной более 15 км. Структурам прогиба соответствует неоднородное положительное магнитное поле с более интенсивными аномалиями до $5 \cdot 10^{-2}$ нТл в районах выходов на эрозионную поверхность фундамента субвулканических массивов каменевского комплекса сложного состава и повышенные значения регионального гравитационного фона с локализацией более высоких (до 18 мГал) значений как части Рубцовского гравитационного максимума в северной части структуры.

Вещественную основу Шубинско-Новоогорьевского прогиба составляют отложения моласовой сероцветной терригенно-вулканомиктовой (среднедевонская заводская свита) и вулканогенно-осадочной (средне-позднедевонская каменевская свита) формаций с вулканитами базальт-андезит-риолитовой формации (каменевский комплекс) и субвулканическими массивами разного состава, прорванными интрузиями диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации (волчихинский комплекс). В сложно деформированном западном борту прогиба вскрываются более древние отложения мельничной свиты, а в восточном борту фиксируется несогласное (с глубоким размывом) налегание терригенно-вулканомиктовых отложений прогиба на метаморфизованные и смятые в напряженные линейные складки терригенные флишоиды корбалихинской толщи (структуры Рубцовского поднятия). Общая мощность девонских отложений прогиба значительно сокращена по сравнению с более юго-восточными районами Рудного Алтая и составляет не более 2 км.

Внутреннее строение Шубинско-Новоогорьевского прогиба, в отличие от Рубцовской девонской депрессии центральной части смежного листа М-44-IV, характеризуется наличием ориентированных в субмеридиональном и северо-восточном направлении более мелких складок с искривленными и дугообразно изогнутыми осевыми плоскостями, ундуляцией шарниров и явлениях бифуркации, что в частности фиксируется для Южно-Егорьевской брахиформной

синклинали (7) (мульды по В. М. Рыбораку, 1979), ответвленной от основной оси прогиба. Последняя трассируется Новогорьевской (4) и Шубинской (5) синклинальными структурами брахиформно-линейного типа с размахом крыльев от 2–3 до 5 км, и отделенной от них узкой (шириной до 3 км) Лебяжинской антиклиналью (6). На северо-запад данный прогиб наращивается Заозерной синклиналью (2), ориентированной под острым углом к оси прогиба и отделенной от него, также ориентированной в северо-восточном направлении линейной Озерной антиклиналью (3) с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крыльями. В целом для пликативных структур Шубинско-Новогорьевского прогиба характерны широкие вариации углов падения крыльев складок от 20–40° (Озерная антиклиналь) до 45–65° (северная часть Шубинской грабен-синклинали; Горьковский грабен по В. М. Рыбораку, 1979) и до очень крутых и субвертикальных в южной, наиболее сжатой части прогиба и Шубинской грабен-синклинали.

В строении девонского прогиба принимают участие три относительно небольшие вулканоплутонические структуры, вероятно представляющие в период его формирования палеовулканические аппараты центрального типа. В северной части прогиба локализована Петуховская палеовулканическая структура (2) и субвулканический массив с широким развитием жерловых автомагматических брекчий преимущественно дацитового и дациандезитового состава камневого комплекса, прослеживающийся на восток за пределы площади листа, где доминируют риолитоиды. В средней части прогиба локализован Перешеечный субвулканический массив дацитов и андезитов, вероятно заполняющий жерловую палеовулканическую структуру (3) и на юго-восточном и восточном склонах прорывающий мощную толщу туфов преимущественно дацитового и смешанного состава. Южная часть Шубинско-Новогорьевского прогиба насыщена субвулканическими телами различных, от линейно-линзовидной до субизометричной, форм базальтов, андезибазальтов, андезитов и риолитов, объединенных в Шубинский вулканоплутонический массив или палеовулканическую постройку (4) в восточной части прорванную Долинским массивом волчихинского комплекса (рис. 4).

Среди разрывных нарушений Шубинско-Новогорьевского прогиба доминируют разломы северо-восточного простирания, продольные для его северной части и сквозные, секущие на юге, где структурообразующими являются нарушения северо-западного направления (Борисовский разлом (4)) с кинематикой правых сдвигов и амплитудой перемещения до первых километров, веерообразно расходящиеся от южной части прогиба и зоны дугообразно изогнутого Иртышско-Маркакольского глубинного разлома. Можно предполагать, что первоначально структуры рассматриваемого девонского прогиба были локализованы в субмеридионально ориентированных сбросовых структурах (грабенах) чешуйчатого веера растяжения Иртышского линеамента с кинематикой правого сдвига («пулл-апарт» структуре), в последующее время в основном уничтоженных или деформированных наложением и доминированием иного структурно-деформационного плана, а также крупными интрузиями волчихинского комплекса. В современной структуре прогиба фиксируется наличие фрагментов частично переориентированных (до северо-северо-восточных) субмеридиональных нарушений, сочлененных под острыми углами с более поздними крутопадающими и широко развитыми относительно прямолинейными разломами северо-восточного простирания (Сростинский (14), Озерный (13), Лебяжинский (12), Шубинский (11) разломы), имеющими кинематику левых сдвигов и сбросо-сдвигов и входящими в трансрегиональную Рубцовско-Аламбайскую систему разломов [12]. Амплитуды горизонтальных перемещений по отдельным нарушениям этого типа, в крутых сместителях которых иногда фиксируется развитие брекчий и катаклазитов, обычно не превышают нескольких сотен метров (по В. М. Рыбораку [181] до первых километров), а вертикальные смещения по сбросовой кинематической составляющей – 100–200 м.

Приразломный Новоалександровский прогиб представлен двумя своими мелкими фрагментами – смещенными относительно друг друга блоками в узкой полосе субширотного простирания вдоль зоны Варшавского надвига (в его автохтонном блоке и области сочленения с Кругловско-Балансорской зоной разломов северо-восточного простирания), ограничивающего с юга данные структуры, и сформирован на аккреционно-коллизивной стадии развития района. Имеет признаки как наложенного прогиба, что на смежных площадях фиксируется несогласным налеганием подошвы подобных структур на вулканогенные верхнедевонские отложения, так и остаточной межгорной впадины. Характеризуется небольшими размерами с протяженностью более 20 км и шириной выходов на эрозионную поверхность фундамента от 1 до 5 км (рис. 11).

Вещественную основу прогиба на данной площади составляют среднекаменноугольные отложения молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации (малоульбинской свиты), а на смежной площади листа М-44-IV, кроме того, подстилающие карбонатно-терригенные отложения тарханской и бухтарминской свит, прорванные субвулканическими интрузи-

ями и дайками панфиловского комплекса. При этом общая мощность отложений не велика и составляет не более 1 500 м в Новоалександровском грабене при интенсивной дислоцированности в блоках тылового чешуйчатого веера Варшавского надвига. Внутреннее строение рассматриваемых фрагментов Новоалександровского прогиба характеризуется напряженной складчатостью в зоне приразломного смятия, при этом в данной западной узкой части Новоалександровского прогиба на смежной к востоку площади листа М-44-IV, по данным В. Ф. Михайлова [170], развита узкая линейная изоклиналиная синклиналиная складка с крутыми до вертикальных углами падения крыльев и наклоненной на север осевой плоскостью при возможно опрокинута залегании южного крыла. В углисто-глинистых отложениях малоульбинской свиты рассматриваемой площади отмечается крутая до почти субвертикальной расщелковка с множественностью зеркал скольжения, кварцевыми прожилками и примазками пирита [181].

НАЛОЖЕННЫЕ ВПАДИНЫ РИФТОГЕННОЙ ЭПИКОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИИ

Юрские впадины рассматриваются в качестве самостоятельных наложенных структур, поскольку развитие мультискобных и брахиформных структур этого типа выявлено не только на размытом палеозойском основании Рудно-Алтайского мегаблока, как на рассматриваемой площади листа М-44-III, но и в пределах других СФЗ (Чарышско-Чуйской на листе М-44-IV, Иртышской и Западно-Калбинской на листе М-44-IX). В изученном районе развитие ранне-среднеюрских отложений молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации (луговской свиты) зафиксировано на блоках Рубцовского поднятия (**Ненашевская впадина**), а также в области схождения последнего с девонскими структурами Ивановского блока и Шубинско-Новогорьевского прогиба (**Сростинская впадина**), при этом данные впадины своей значительной частью расположены на площади смежного к западу листа М-44-IV. Впадины в целом характеризуются северо-западным удлинением, неправильными от амебообразной до клиновидно-линзовидной формами и относительно крупными размерами – более 30 км (более 20 км в пределах площади листа) в длину при ширине до 10 км. Структурно-вещественная основа рассматриваемых впадин относится к образованию верхнего яруса среднего (палеозойско-мезозойского) структурного этажа (луговская свита ранней-средней юры мощностью до первых сотен метров). Данные юрские впадины приурочены к зонам относительно крупных долговечных разломов северо-западного простирания: Новониколаевской на смежном листе М-44-IV (Ненашевская впадина) и Ивановской (Сростинская впадина), частично, наряду с разломами северо-восточной ориентировки, являющихся их ограничителями. Для отложений данных впадин, сформированных на стадии эпиколлизионной стабилизации, характерно пологое до субгоризонтального (с резким угловым несогласием) залегание на породах разного состава и возраста с более крутыми углами падения в зонах разломов.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения площади листа М-44-III сформированы в результате длительного многостадийного развития района и эволюции правосдвигового деформационного плана, заложенного в условиях общего сжатия и косой субдукции. Это обусловило формирование структурообразующих разломов северо-западного и, менее, субмеридионального и субширотного простирания, а также связанных с ними основных сдвиговых, сдвиго-раздвиговых и взбросо-надвиговых структур. С ними сопряжено большое количество второстепенных разломов северо-западного и, менее, субширотного направления, а также более поздних секущих (сквозных) разрывных нарушений северо-восточной ориентировки. Синхронное и более позднее развитие сопряженных разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки в условиях вязкопластических деформаций и сдвигового течения приводило к их сливанию с основными северо-западными структурами с образованием волнисто-изогнутых и дуговых структур и разломных зон сложной кинематики. Преимущественно хрупкие и менее глубинные более поздние секущие сквозные разломные зоны северо-восточного направления с кинематикой левых сдвигов, сбросо-сдвигов и сбросов способствовали частичной переориентировке элементов магнитного и гравитационного полей и, исходя из общего современного структурно-деформационного плана района, сформированы в кинематической позиции зон растяжения (трещин отрыва). Наиболее поздние относительно прямолинейные нарушения северо-западного простирания, примером которых является *Усть-Волчихинский разлом* (6), деформировали разломы раннего заложения как северо-западной, так и северо-восточной ориентировки.

Среди разрывных нарушений района могут быть выделены крупные структурные швы

(главные разломы) и широко развитые второстепенные разломы северо-западной ориентировки, а также сопряженные с ними разломы северо-восточного и субмеридионального простирания. Субширотные нарушения разного порядка развиты значительно меньше и представлены своими деформированными и частично переориентированными фрагментами (Варшавский надвиг (18), Угловская зона разломов (8), субширотные составляющие Озернокузнецовской зоны разломов (7)). Структурные швы представляют собой крупные протяженные разломы (тектонические зоны) и могут быть разделены на структурные швы первого порядка, разграничивающие структурно-формационные зоны или мегаблоки (Иртышско-Маркакольский (3), Калба-Нарымский (2), Теректинский (1) разломы) и структурные швы второго порядка, разделяющие крупные блоки и мегаблоки на структурно обособленные составляющие, к которым можно отнести северо-северо-западный Борисовский разлом (4) и субширотный Варшавский надвиг (18). На ранней стадии заложения сдвига-раздвиговых структур Рудно-Алтайской СФЗ структурообразующее значение имели разломы субмеридионального направления, в последующем интенсивно деформированные и в настоящее время трансформирующиеся смещенными фрагментами границ краевых и центральных поднятий (рис. 11).

Структурные швы и разломы северо-западного направления являются наиболее древними по времени заложения и интенсивно проявлены на обширной территории от Горного Алтая до Западной Калбы. С развитием основного деформационного плана представляют собой продольные синтетические разрывы правосдвиговой кинематики, структурно сопряженные с субширотными разломами. В результате длительного развития в условиях сдвигового течения характеризуются волнистой изогнутостью, сложной кинематикой со взбросо-надвиговой составляющей и «винтовым» продольным профилем.

Теректинский разлом (1) на рассматриваемой территории представлен очень небольшим фрагментом, отделяет приподнятый Калба-Нарымский мегаблок от структур Западно-Калбинской СФЗ и прослеживается в юго-восточном направлении на площадь листа М-44-IX, где характеризуется как волнисто-изогнутый правый сдвиг со взбросо-надвиговой кинематической составляющей.

Калба-Нарымский разлом (2) на территории листа М-44-III представлен своим субмеридиональным разворотом при общем северо-западном (в более южных районах) простирании, являясь региональным разделителем структур Иртышской зоны смятия и Калба-Нарымского мегаблока. Данный разворот (Рублевский надвиг) фиксирует надвигание Рублевского блока Калба-Нарымской СФЗ на суженную в данном районе Иртышскую зону смятия и ориентирован субпараллельно расположенному западнее Горностаевскому надвигу на восточной границе Чарской (Чарско-Зимунайской) сутурной зоны. В своей южной части характеризуется северо-восточным падением сместителя, фиксирующего надвигание расширенной части (Угловского блока) Иртышской зоны смятия на сильно зауженную или перекрытую Угловским аллохтоном часть Калба-Нарымского мегаблока, что отчетливо проявлено на смежной к югу площади листа М-44-IX. Вместе с более мелкими дугowymi и волнисто-изогнутыми разломами передового чешуйчатого веера формирует западное крыло структуры «пальмового дерева» Иртышской зоны транспрессии. В зоне приразломного смятия (в частности, в районе оз. Рублево) данного линеамента фиксируется интенсивное расщепление и милонитизация пород такырской серии с развитием углеродистых глинисто-серицитовых сланцев, хлорит-кварцевых гидротермалитов и карбонатных прожилков (скв. 11). При этом в смежных к югу районах [190] породы такырской серии подвергнуты интенсивному, но неравномерному динамометаморфизму уровня аспидных и филлитовых сланцев с образованием милонитов, слюдисто-кварцевых, слюдистых, углисто-слюдисто-кремнистых с карбонатом и хлоритом динамометаморфических сланцев.

Иртышско-Маркакольский разлом (3) разделяет деформированные структуры Рудно-Алтайского мегаблока и Иртышской зоны смятия, прослеживаясь в юго-восточном направлении на смежной территории Большого Алтая более чем на 700 км. Характеризуется резкой волнистой изогнутостью на эрозионной поверхности фундамента с формированием Z-образного изгиба в юго-восточной части данной площади и смежной к югу северо-восточной части листа М-44-IX, фиксирующего правосдвиговый характер данного линеамента. Практически повсеместно присутствует взбросо-надвиговая кинематическая составляющая, при этом в своей юго-восточной части разлом представляет собой надвиг с падением сместителя в западном направлении, по которому структуры Туруханского блока Иртышской зоны смятия надвинуты на структуры Рудно-Алтайского мегаблока (Туруханский выступ), а в средней части – взбросо-надвиг с падением сместителя под структуры Западного краевого поднятия Рудно-Алтайской СФЗ (Чернокозовниковский выступ). Вероятно, данные составляющие имеют поперечный листрический (с морфологией взрезов), а разлом в целом – винтовой профили. В зоне данного разлома широко развиты разнообразные динамокластиты, тектониты и динамосланцы, в том числе альбит-хло-

рит-актинолитового состава, а также катаклазитов эпизонального уровня. По данным В. М. Рыборака [181], последние зафиксированы в юго-восточной части площади в блоках алевролитов и туфов мельничной свиты (скв. 70), тогда как по граувакковым флишоидам корбалихинской толщи развиты кварц-альбит-актинолитовые (скв. 7, 8, 9, 168А), по амфиболитам иртышского комплекса – существенные амфиболовые (скв. 231), а по плагиогнейсам и кристаллическим сланцам – биотит-полевошпат-кварцевые и кварц-эпидот-полевошпатовые динамосланцы (скв. 6, 303). В районе с. Чернокоровнико в широкой зоне влияния того же разлома и его оперяющих структурах фиксируется развитие карбонат-кварцевых катаклазитов и динамометаморфических сланцев кварц-хлорит-серицитового, кварц-альбит-актинолитового, магнетит-амфибол-серицитового и кварц-альбитового с кальцитом, серицитом, хлоритом состава.

Борисовский разлом (4) как структурный шов второго порядка разделяет Кормихинский и Заозерный блоки Западного краевого поднятия Рудно-Алтайской СФЗ, а в своей южной части, причленяющейся к Иртышско-Маркакольскому структурному шву первого порядка, является границей Западного поднятия и Шубинского прогиба. Характеризуется волнистой изогнутостью, особенно в зоне сгущения секущих разломов северо-восточной ориентировки, и протяженностью в пределах листа около 60 км, прослеживаясь в северо-северо-западном направлении за пределы площади и сопровождаясь осложняющими субмеридиональными ответвлениями со сбросовой кинематической составляющей, вмещающими Южно-Кормихинский грабен. В целом представляет собой правый сдвиг со взбросовой составляющей и крутым падением сместителя на восток. В зоне данного разлома породы интенсивно рассланцованы под углом падения 70–85° с развитием кварцевожилных зон и динамосланцев, в частности сформированных по флишоидам корбалихинской толщи полосчатых магнетитсодержащих хлорит-актинолитовых динамосланцев (скв. 143А), а в его ответвлениях – катаклазитов, брекчиевидно-полосчатых ожелезненных (гематитизированных) кварц-эпидотовых бластокатаклазитов (скв. 152А) и тектонических брекчий с кварцевым цементом по вулканитам каменевского комплекса. Иногда фиксируется развитие сульфидизированных зон дробления в туфах каменевской свиты (скв. 213) и существенно хлоритовых милонитовых микросланцев с зеркалами скольжения.

Ивановский разлом (5) на листе М-44-III представлен небольшим фрагментом, разграничивающим отложения юрской Сrostинской впадины и девонского Ивановского грабена, и в виде зоны сближенных нарушений сложной кинематики прослеживается в юго-восточном направлении на площади смежного к востоку листа М-44-IV более чем на 100 км. Достаточно хорошо фиксируется на схеме остаточных аномалий силы тяжести со смещением гравитационной ступени и градиентной зоны аномального магнитного поля на северо-восток, что свидетельствует о погружении наклонного сместителя в том же направлении.

Структурные швы и разломы субширотного направления на рассматриваемой территории развиты очень ограниченно и в юго-восточной части листа представлены небольшим западным фрагментом *Варшавского надвига* (18), кулисообразно сочлененного с *Кругловско-Балансорской зоной разломов* (17) северо-восточного простирания. По Варшавскому надвику с падением плоскости сместителя на юг под углом 30–40° аллохтонные блоки Алейского поднятия надвинуты на структуры Новоалександровского прогиба (с сильной деформацией среднекаменноугольных отложений малоульбинской свиты), что на смежной площади листа М-44-IV хорошо фиксируется по геофизическим данным смещением на юг градиентных зон и гравитационной ступени. Здесь углисто-глинистые сланцы интенсивно рассланцованы, характеризуются крутым (60–80°) падением текстурных элементов и широким развитием многочисленных зеркал скольжения с примазками пирита.

При своем заложении данный разлом характеризовался кинематикой левого сдвига [190], в рассматриваемом районе он ограничивает с юга Туруханский выступ (аллохтон) Иртышской зоны смятия и в связи с этим проявляет более позднюю правосдвиговую кинематику. При этом ось сжатия проходит по смещенному субмеридиональному на данном участке Иртышско-Маркакольскому разлому, о чем свидетельствуют сильные деформации последнего. К второстепенным разломам рассматриваемого типа на площади работ могут быть отнесены субширотные фрагменты *Озернокузнецовской зоны разломов* (7), а также западная ветвь *Угловской зоны разломов* (8), сочлененные с разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. Характерны их волнисто-изогнутые формы, небольшая протяженность (до 30 км) и вероятно сильная деформированность в результате более поздних тектонических процессов на коллизионном этапе развития района.

Разломы северо-восточной ориентировки для всей площади листа являются сквозными и секущими нарушениями, смещающими и деформирующими заложенные на более ранних стадиях развития продольные для всех структур региона разломы северо-западного простирания и

сопряженные с ними субширотные нарушения, часто дугообразно сливаясь с последними. Широко проявлены как в Рудно-Алтайском мегаблоке, так и в Иртышской зоне смятия, где ограничивают приразломные юрские наложенные впадины. Характерен *Ляпуновский разлом (зона разломов)* (9), на смежной площади листа М-44-IX локализуемый Ляпуновский грабен, а на северо-востоке рассматриваемой территории своим продолжением (Сростинский разлом) ограничивающий с юга Сростинскую наложенную впадину. В региональном плане они входят в систему наиболее молодых разрывных нарушений трансрегиональной Рубцовско-Аламбайской зоны разломов. В ряде случаев отчетливо выражены в аномальном магнитном и, менее, в гравитационном полях, что фиксируется для *Сростинского* (14), *Озерного* (13), *Лебяжинского* (12) *разломов*, *Новороссийской* (15) и *Кругловско-Балансорской* (17) *зон разломов*. В целом характеризуются относительной прямолинейностью со слабыми волнистыми изгибами и кинематикой сбросов и левых сдвигов со сбросовой составляющей. Как правило, данные разломы имеют крутопадающие в разных направлениях до вертикальных сместители и небольшие амплитуды горизонтальных (до 1–2 км) и вертикальных (до первых сотен метров) перемещений. В зонах наиболее крупных разломов этого типа развиты кварцевые жилы и тектониты от глинки трения и тектонических брекчий до милонитов, что, в частности, фиксируется для *Шубинского разлома* (11), Новороссийской и Кругловско-Балансорской зон разломов.

Неотектонические разломы, проявленные в кайнозойском верхнем структурном этаже и развитые на неоорогенной стадии развития района, в большинстве случаев наследуют зоны разрывных нарушений палеозойско–мезозойского фундамента. Вместе с тем, основные разломные швы данного района, геоморфологически проявленные в виде уступов рельефа поверхности и палеозойско–мезозойского фундамента, фиксируют границу охватывающей северную и северо-западную части площади листа М-44-III Кулундинской впадины. В целом, структурный неотектонический план с ориентировкой основных геоморфологических элементов (валов, поднятий, прогибов) наследует наиболее поздний по времени заложения правосдвиговой деформационный план с развитием северо-восточных (с разворотом до субширотных и субмеридиональных) структур в кинематической позиции зон растяжения и в своем большинстве представляющих сбросы. Характерным является *Варшавский уступ* (18) на крайнем юго-востоке района, представленный своим небольшим фрагментом, наследующий основные элементы одноименного палеозойского надвига и как граница Рубцовской структурной террасы отчетливо проявленный на смежной площади листа М-44-IV. По данным В. Ф. Михайлова [170], вдоль него фиксируется флексурообразный изгиб слоев кайнозойского чехла и уступ в современном рельефе и рельефе палеозойского фундамента с вертикальной амплитудой не менее 100–150 м. Далее на северо-запад могут быть выделены Бийская и Барнаульская структурные террасы или ступени, разделенные уступами, в целом совпадающими с омоложенными разломами складчато-блокового фундамента [181]. В рельефе фундамента наиболее отчетливо проявлен широкий *Сростинский неотектонический уступ* (14), прослеживающийся в восточно-северо-восточном направлении через всю площадь листа от оз. Рублево до с. Сросты с вероятной амплитудой вертикальных смещений от 100 до 200 м. Более мелкие неотектонические разломные структуры менее проявлены в рельефе фундамента, но унаследованность ими позднепалеозойско–раннемезозойского структурно-деформационного плана подчеркивается ориентировкой древних долин (ложбин стока), озер и цепей озерных впадин, что фиксируется, в частности, для Ляпуновской, Озерной, Лебяжинской зон разломов северо-восточного простирания, а также для южной резко волнисто-изогнутой части Иртышско-Маркакольского структурного шва общего северо-западного направления.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития рассматриваемой территории характеризуется многоэтапностью и включает период времени с раннего палеозоя до настоящего времени. Геологические структуры района, стратифицированные и нестратифицированные структурно-вещественные комплексы сформированы в результате длительного эволюционного развития, в процессе которого осуществлялась последовательная кратонизация данного участка земной коры с причленением его к Сибирскому континенту и созданием единого аккреционно-коллизийного ансамбля Большого и Горного Алтая. С учетом возраста и длительности тектонических процессов на обширных пространствах Алтайского региона, в поступательном развитии геологических структур рассматриваемой территории и в истории геологического развития района могут быть выделены закономерно сменяющие друг друга во времени тектонические (геодинамические) этапы формирования соответствующих структурно-вещественных мегакомплексов (СВК), структурных этажей и структурных ярусов: ранне-среднепалеозойский океанический, силурийско-раннедевонский (в смежных районах Горного Алтая – раннеордовикско-раннедевонский) пассивно-окраинно-континентальный, раннедевонско-раннекаменноугольный активно-окраинно-континентальный, раннекаменноугольно-раннемеловой (на данной территории верхняя возрастная граница этапа фиксируется только юрскими образованиями) коллизийный и поздне-мезозойско-кайнозойский внутриконтинентальный или платформенно-неорогенный. Отдельно следует подчеркнуть, что большинство исследователей Алтае-Саянской области и Западной Сибири юрские отложения причленяет к краевой части чехольных отложений Западно-Сибирской плиты. В целом же район работ представляет собой переходную область от более северной области (нижнеплитный и среднеплитный подкомплексы Западно-Сибирской плиты), испытавших более раннюю коллизию (условно уральскую) к южным областям продолжающихся коллизийных событий Центрально-Азиатского пояса. При этом можно отметить прерывистый характер тектонических процессов с появлением региональных кор выветривания в основании триасовых и юрских отложений, фиксирующих периоды относительного покоя на всей территории Алтае-Саянской складчатой области [39].

Океанический этап (ранний-средний палеозой) на данной территории Большого Алтая фиксируется наличием альпинотипных тел гипербазитов дунит-перидотитовой формации (сарбасский комплекс), формировавшихся как часть офиолитовой ассоциации океанической коры в срединно-океаническом хребте Палеоазиатского океана и эксгумированных в результате более поздних субдукционных и коллизийных процессов у окраины Сибирского континента. К офиолитовой ассоциации данного этапа, в виде разрозненных блоков локализованной в образованиях аккреционной призмы девонской активной континентальной окраины (Иртышской зоне смятия), также могут быть отнесены метаморфизованные океанические толеитовые базальты

N-типа, в настоящий момент представленные апобазитовыми амфиболитовыми сланцами иртышского метаморфического комплекса. По данным казахстанских геологов [12], к концу ордовика и до конца раннего карбона в расположенной западнее данной площади (в современных координатах) осевой Чарской полосе Иртыш-Зайсанско-Монгольской глубинной подвижной зоны сохранялся остаточный океанический бассейн, полностью закрывшийся после коллизии континентов к концу каменноугольного периода и началу перми с образованием Чарской сутурной зоны, где развиты океанические офиолитовые ассоциации. Таким образом, до начала активных седиментационных процессов в периокеанической области данного бассейна (силур-ранний девон) рассматриваемый участок земной коры формировался в условиях океанического рифта и абиссальной океанической впадины.

Пассивно-окраинно-континентальный этап (силур-ранний девон) фиксируется периодом активного седиментогенеза в условиях континентального склона и подножия с накоплением мощной (до 5 км) толщи флишoidов турбидитовой полимиктовой песчано-глинистой фор-

мации (корбалихинской толщи), протекавшего у окраины Сибирского континента синхронно с формированием в более западных районах (в современных координатах) коры океанического типа. В этот период времени сформировано каледонское основание Рудно-Алтайского мегаблока, тогда как на площади современных Иртышской зоны и Калбы доминировали условия деградирующего океанического бассейна с накоплением в его периферической части известковисто-терригенных осадков (карагайская, вавилонская, мурзовская толщи смежных районов Большого Алтая), впоследствии превращенных в метаморфические и кристаллические сланцы Иртышской зоны смятия. В более восточных районах накопление относительно глубоководных флишеидных осадков континентального склона латерально сменялось седиментационными процессами материково-шельфового плато Чарышско-Чуйской зоны Горного Алтая с накоплением карбонатно-терригенных и карбонатных отложений. Данный этап характеризуется относительно спокойной тектонической обстановкой. Накоплением мощной призмы отложений пассивно-окраинно-континентального этапа завершилось формирование раннепалеозойского (каледонского) нижнего структурного этажа огромного региона от Саян и Горной Шории до Иртышской зоны.

Активно-окраинно-континентальный этап (ранний девон–ранний карбон) фиксирует период активной вулканической деятельности на обширных территориях Рудного и смежного Горного Алтая. В раннем девоне (в эмское время) под структуры современного Рудного Алтая была заложена зона субдукции, в настоящее время погребенная под аккреционными метаморфическими структурами Иртышской зоны смятия. Существуют две основных точки зрения на геодинамическую обстановку формирования среднепалеозойских структур Рудного Алтая. По мнению В. С. Суркова с соавторами [71], А. А. Ковалева [54], Н. А. Берзина [9, 10] и ряда других исследователей, в девоне на территории современного Рудного Алтая происходило развитие зрелой энсиалической островной дуги. В то же время другие исследователи, в частности, И. А. Ротараш с соавторами [98], О. В. Мурзин с соавторами [30, 31], с которыми согласны и авторы данной записки, считают, что в послемское время до конца девона на краю Сибирского континента (в Рудном Алтае на коре переходного типа) развивался вулканоплутонический пояс, обладающий многими характерными чертами активной континентальной окраины андийского типа. При этом, по нашему мнению, фронтальная часть данного пояса (современный Рудный Алтай) могла представлять собой энсиматический сегмент активной окраины континента с формированием вулканических прогибов рифтогенного типа (активную континентальную окраину калифорнийского типа) или активную континентальную окраину невадского типа, сочетающую в себе признаки зрелых энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин [14]. Девонские прогибы могли первоначально развиваться как рифтогенные «пулл-апарт» структуры, разделенные локальными зонами сжатия (поднятиями Алейско-Синюшинской подзоны), формировавшимися как «поп-ап» структуры.

На протяжении активно-окраинно-континентального этапа на обширной территории Рудного Алтая и Иртышской зоны происходили интенсивные магматические и тектонические процессы. В Рудно-Алтайской СФЗ в обстановке фронтальной дуги в межгорных прогибах формировались вулканогенно-осадочные пестроцветные молассовые толщи с вулканитами риолитовой (кварц-кератофировой) и базальт-андезит-риолитовой (мельнично-сосновский, каменевский комплексы), а в более южных районах и андезитовой формаций (пихтовский комплексы), в смежных районах сопровождаясь внедрением большого количества мелких и крупных (в зонах геоантиклинальных поднятий) субвулканических и гипабиссальных массивов тоналит-гранодиоритовой и тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой формаций (змеиногорский комплекс). Вероятно, девонский вулканизм имел определенную цикличность, что фиксируется сменой существенно риолитоидного эксплозивного с игнимбритами ранне-среднедевонского вулканизма дифференцированным (по другим данным – контрастным) базальт-андезит-риолитовым живетско-франским вулканизмом с накоплением сероцветной молассы. Следующий фаменский цикл субаэрального вулканизма (пихтовский комплекс) не проявлен на рассматриваемой территории, и в более южных районах Рудного Алтая характеризуется преобладанием андезитов над базальтами и кислыми дериватами, что уверенно фиксируется в смежных петротипических районах Казахстана [12], и накоплением пестроцветной континентальной вулканогенной молассы. Периоды снижения вулканической активности (магматические паузы) между циклами фиксировались накоплением отложений морской сероцветной (среднедевонская заводская свита) и континентальной пестроцветной (позднедевонская снежиревская свита в смежных районах) терригенно-вулканомиктовых молассовых формаций.

В Иртышской зоне на ранних стадиях данного этапа (ранний–средний девон) в обстановке осадочной террасы формировались отложения молассоидной известковисто-терригенной формации (орловская свита), в более позднее время, на аккреционно-коллизивной стадии, вместе

с подстилающими отложениями нижнего структурного этажа и другими образованиями аккреционной призмы субдукционного комплекса метаморфизованными в фации филлитовых (пренит-пумпеллиитовой фации диагенеза согласно Петрографического кодекса 2009 г.) и зеленых сланцев (формация динамометаморфических сланцев) с формированием иртышского метаморфического комплекса (первый этап метаморфизма). Калба-Нарымский мегаблок, по мнению ряда исследователей [12], в девоне представлял собой самостоятельный террейн (океаническое поднятие), дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся к структурам Большого Алтая в раннем карбоне. По нашему мнению, на протяжении активно-окраинно-континентального этапа на территории современной Калба-Нарымской СФЗ формировались углеродистые, преимущественно мелкообломочно-терригенные флишоидные и аспидно-сланцевые относительно глубоководные отложения, в том числе позднедевонско–раннекаменноугольной такырской серии данного района, фиксирующие условия осадконакопления внешнего склона глубоководного желоба.

На протяжении активно-окраинно-континентального этапа протекали интенсивные тектонические и гидротермально-метасоматические процессы с образованием в пределах Рудно-Алтайского мегаблока многочисленных месторождений и проявлений полиметаллических, барит-полиметаллических и колчеданных руд с золотом и серебром типа «манто». По мере развития субдукционных процессов (вероятно, преимущественно косой субдукции) в обстановке общего сжатия на данном этапе были заложены основы структурно-деформационного плана и более поздней коллизионной структуры обширного региона, включающего структуры современных Горного, Рудного и Большого Алтая. В условиях ламинарного правосдвигового течения, сопутствующего косого сжатия (транспрессии) и косого растяжения (транстенсии) формировались сдвиго-надвиговые и сдвиго-раздвиговые структуры с локализацией в них основных объемов вулканической деятельности на субдукционной стадии этапа и более поздних приразломных остаточных межгорных прогибов аккреционно-коллизионной стадии.

Коллизионный этап (ранний карбон–ранний мел) с эпиколлизионной стадией стабилизации включает длительный период времени после закрытия Палеоазиатского океана и может быть подразделен на несколько стадий. На раннеколлизионной и собственно коллизионной стадиях в условиях общего сжатия происходило воздымание территории с дальнейшим развитием межгорных прогибов (Новоалександровский прогиб) с накоплением отложений сероцветной молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации (среднекаменноугольная малоульбинская свита), и метаморфические процессы с формированием зеленосланцевой и амфиболит-гнейсовой формаций (иртышский комплекс) в Иртышской зоне смятия. В пределах Рудно-Алтайской СФЗ происходило внедрение интрузий коллизионной диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации (средне-позднекаменноугольный волчихинский комплекс), на смежной площади листа М-44-IV сопровождающихся вулканитами андезит-дацитовая субформации андезитовой формации (средне-позднекаменноугольный панфиловский комплекс). В Иртышской зоне магматическая активность этой стадии проявлена формированием условно каменноугольно–раннепермского диорит-гранодиорит-гранитогнейсового прииртышского комплекса. Позднее, на смежных к западу территориях Иртышской зоны смятия, Калба-Нарыма и Западной Калбы как типичные коллизионные образования (гранитоиды S-типа), сформированы массивы и крупные батолиты раннепермской гранитовой формации (калбинский комплекс).

Активные коллизионные процессы проявлены с серпуховского времени и с некоторым затуханием продолжались до ранней перми, сменившись режимом позднеколлизионной рифтогенной стадии и стадии эпиколлизионной стабилизации. В течение этих стадий на обширных смежных территориях сформированы «сшивающие» магматические интрузивные комплексы с небольшими латеральными вариациями в пределах отдельных мегаблоков (монастырский, синюшинский, терехтинский комплексы). В рассматриваемом районе позднеколлизионные и эпиколлизионные образования представлены отложениями, как и в начале этапа, молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации (ранне-среднеюрская луговская свита) наложенных приразломных Сростинской и Ненашевской впадин. В целом на коллизионном этапе развития района в условиях циклично-пульсирующих процессов кратонизации этого участка земной коры, на фоне общего сжатия и воздымания значительной части территории региона происходило формирование коллизионной складчато-блоковой структуры (континентально-коллизионного орогена) и фиксируемого в настоящее время правосдвигового структурно-деформационного плана данной части Алтая.

Выделение единого коллизионного этапа подтверждается наличием на его протяжении единых условий осадконакопления (молассовой лимнической угленосной песчано-глинистой формации в карбоне, перми, триасе и юре на данной территории и в смежных районах Казахстана и Горного Алтая), формированием с карбона до триаса единого типично коллизионного форма-

ционного ряда интрузивных образований (тоналит-гранодиоритовая–гранитовая–лейкогранитовая–гранит-граносиенитовая формации), отсутствием «реперных» тектонических событий внутри данного периода времени. Выделяемый этап характеризуется постепенным снижением тектонической активности (в связи с миграцией главной зоны континентальной коллизии на юг) и периодическими проявлениями магматической активности на более поздних стадиях (в связи с наличием плюмового источника по мнению ряда исследователей), типичными, по данным И. И. Абрамовича и В. Г. Засева, для позднеколлизионной рифтогенной стадии областей континентальной коллизии в связи с возбуждением участков мантии под коллизионными зонами в результате пространственно-временного сочетания процессов субфлуэнции и рифтогенеза [82, 83]. Также типично для таких зон появление гранитоидов с внутриплитными характеристиками [80, 82]. Завершающей является стадия эпиколлизионной стабилизации (юра–ранний мел), предшествующая сводовой эмбриональной стадии континентального рифтогенеза (что фиксируется общим воздыманием и пенеппленезацией территории с массовым развитием кор выветривания в позднемеловое время) на обширной территории, латерально сменяющей ее зоны продолжающихся (в нашем случае на юге в Центрально-Азиатском коллизионном поясе) активных коллизионных процессов. При этом, как отмечено ранее, многие исследователи Западной Сибири юрские отложения причленяют к краевой части чехла Западно-Сибирской плиты, то есть к платформенной стадии развития.

Внутриконтинентальный (платформенно-неорогенный) этап (поздний мел–квартер) характеризуется относительно слабой тектонической активностью и включает две стадии: платформенную и неорогенную. Образования данного этапа развиты на всей площади рассматриваемого района, а также охватывают огромные регионы юга Западной и Восточной Сибири, где фиксируют предрифтовую стадию этапа континентального рифтогенеза [39]. В платформенную стадию внутриконтинентального этапа развития (мел–палеоген) на фоне общих сводовых поднятий формировались поверхности выравнивания с образованием гидрослюдистых и каолиновых кор химического выветривания значительной мощности, присутствие которых фиксируется при проведении буровых работ в основании осадочного чехла верхнего структурного этажа. Поверхности денудационного выравнивания мел–палеогенового возраста, срезающие древнее складчатое основание, более всего развиты в южной части района работ на современных склонах и выположенных водоразделах денудационного и структурного рельефа.

Неорогенная стадия внутриконтинентального этапа включает период слабых, но более дифференцированных тектонических движений на фоне общего поднятия, способствовавших формированию современного неорогенного осадочного чехла полигенетических образований, современных неотектонических и геоморфологических структур. Неотектонические разломы обычно наследуют зоны древних разрывных нарушений складчато-блокового палеозойского фундамента, что особенно подчеркивается ориентировкой палеодолин, уступов фундамента, современной речной сети. Хорошо прослеживается неотектонический уступ по границе Алейского поднятия, трассирующий зону древнего Варшавского надвига, а также Сростинский неотектонический уступ, фиксирующий границу Барнаульской структурной террасы на южной периферии Кулундинской впадины. При этом, по данным Н. В. Сыроежко, в настоящее время на смежной к юго-востоку площади наметилось общее поднятие территории, сопровождающееся оживлением процессов эрозии [30, 31], что фиксируется формированием конусов выноса и разветвленной сети оврагов. Территория листа М-44-III в настоящий момент находится на стыке области общего сводового поднятия и повышения активности дифференцированных тектонических движений в более восточных и южных районах Алтая, что фиксируется наличием периодически повторяющихся землетрясений, и области слабоконтрастных тектонических движений с преобладанием опускания и формированием мощного внутриконтинентального плитного комплекса на севере и северо-западе района.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологический облик территории определяется ее положением на юго-востоке Кулундинской аккумулятивной равнины в переходной зоне к возвышенной Предалтайской равнине в пределах Барнаульской и Бийской структурных террас [3]. Денудационными и аккумулятивными процессами, предопределенными неотектоническими движениями и климатическими условиями, созданы два основных морфогенетических типа рельефа. Первый – аккумулятивные поверхности (равнины) различного возраста и генезиса с дефляционными, суффузионными и эрозионными морфоскульптурами. Второй – эрозионные поверхности и эрозионно-денудационные склоны комплексной денудации.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Озерно-аллювиальная поверхность высокой поймы голоценового возраста (1) высотой от 4 до 6 м и шириной от первых сотен метров до 2 км развита на днищах долин степных рек Кормиха, Волчиха и Бакланиха в северной и северо-западной части листа. Вложена в толщу эоловых песков или озерных отложений. Поверхность ее осложняют русловые и старичные понижения местами заболоченные и занятые небольшими озерами.

Эоловая дюнно-бугристо-грядовая песчаная поверхность (равнина) (2) развита в интервале абсолютных высот от 190 до 280 м, занимает Барнаульскую и Касмалинскую древние ложбины стока, почти все днище брошенной эрозионной долины в юго-восточном углу листа, и небольшим фрагментом выделяется на вершинной поверхности Алейско-Барнаульского увала. В первом случае они образовались за счет развевания песков касмалинской свиты, во втором и третьем – песков озерных фаций красnodубровской свиты. Высота эоловых бугров и гряд изменяется от 3 до 10–20 м, а их протяженность от десятков и сотен метров до 10–15 км. Они имеют извилистую и дугообразную форму, а их поперечный профиль резко асимметричный. Наветренные склоны длинные и пологие (до 5°), подветренные – короткие (15–20°). Межгрядовые понижения занимают дефляционные котловины овальной формы 50–200 м и более по длинной оси и глубиной от 1,5 до 3 м. Наиболее крупные из них занимают озера и болота. Возраст эоловых бугристо-грядовых равнин определяется концом позднего неоплейстоцена–голоценом.

Озерные поверхности (равнины) позднеплейстоцен–голоценового возраста (3) развиты в интервале абсолютных высот от 196 до 280 м отдельными фрагментами на плоских днищах крупных дефляционных котловин и в реликтовых долинообразных плоскодонных эрозионных понижениях Барнаульской и Касмалинской древних ложбин стока преимущественно вдоль подножия из склонов. Здесь их ширина изменяется от 1–2 до 6 км, а протяженность – многих десятков километров. Озера, занимавшие эти понижения, распались на цепочки изолированных реликтовых водоемов, иногда довольно крупных (Горькое, Горькое-Перешеечное и др.). В этих понижениях накопилась толща озерных и озерно-болотных отложений мощностью от 6 до 26 м. Современные озера вложены в эти толщи на глубину от 2 до 6 м, образуя активно растущие абразионные уступы (клифы). Во многих местах осушенные днища этих понижений, сложенные озерными песками, интенсивно развеваются ветром, а сами днища осложняют современные дефляционные котловины глубиной 1,5 м и диаметром до 30 м, окруженные растущими песчаными дюнами и буграми высотой до 1–1,5 м.

В отложениях красnodубровской и кочковской свит в пределах аккумулятивно-денудационной равнины, а также в эоловых песках и покровных лёссовидных супесях выработаны скульптурные формы – довольно крупные (до 12–18 км) и многочисленные замкнутые котловинообразные дефляционные понижения. В разных местах глубина их изменяется от 3–5 до 10 м. Длинные (от нескольких сотен метров до 2 км) и очень пологие склоны не имеют выраженных бровок и постепенно сливаются с поверхностью равнин. Плоские днища этих котловин разме-

ром от 0,5 до 4 км выполнены толщами озерных отложений мощностью от 2,6 до 12–14 м. В большинстве случаев в центре этих озерных равнин на днищах дефляционных котловин находятся болота или современные небольшие мелководные соленые сезонно пересыхающие озера (соры).

Дефляционный генезис таких котловин признается большинством исследователей [20, 44, 45, 77]. Солончаковая дефляция рассматривается как единственно реальный процесс, способный выбросить из замкнутых котловин значительные массы рыхлого материала, в том числе, глинистого [77].

Аллювиальная поверхность (равнина) первой надпойменной террасы (4) относительной высотой до 10 м и шириной до нескольких километров, занимает незначительную площадь в юго-восточном углу листа в левобережной части днища долины р. Алей, примыкая к средне-поздне-неоплейстоценовой аллювиальной равнине. Ее плоская поверхность перекрыта маломощными покровными лёссовидными супесями. Незначительная глубина залегания грунтовых вод способствовала площадному развитию на ее поверхности во многих местах дегидратационных солончаков и суффозионных западин. Возраст определяется концом позднего неоплейстоцена.

Аллювиальная поверхность (равнина) средне-поздне-неоплейстоценового возраста (5) шириной до 3 км с абсолютными высотами до 225 м, сложенная песками касмалинской свиты, имеет почти плоскую поверхность и незначительными фрагментами выделена в юго-восточном углу листа у левого склона долины р. Алей. Перекрыта маломощным чехлом покровных лёссовидных супесей. Уступ, отделяющий ее от первой надпойменной террасы, очень длинный и пологий, визуалью практически не выражен.

Аллювиально-озерная поверхность (равнина) эоплейстоцен–средне-неоплейстоценового возраста (6) – плоские широкие вершинные поверхности водораздельных увалов, ориентированных в юго-западном направлении, сложенные отложениями кочковской и красnodубровской свит. Они ограничены длинными пологими склонами комплексной денудации. Их абсолютные высоты изменяются от 200–215 м в северо-западном углу листа до 280–294 м в восточной части листа. Превышения над днищами древних ложбин составляют от 10 до 50 м. Ширина их поверхностей изменяется от 5 до 11 км. Они покрыты маломощным чехлом покровных лёссовидных супесей и суглинков, а местами золых бугристых песков и осложнены округлыми и овальными суффозионными и дефляционными западинами диаметром до 300–400 м и глубиной до 2 м с очень пологими склонами и плоскими днищами.

Формирование этой равнины, так же как и предыдущей, началось в эоплейстоцене с площадной аккумуляции отложений кочковской свиты на сильно размытой поверхности павлодарской свиты и продолжалось до среднего неоплейстоцена, когда стали формироваться древние ложбины стока, по-видимому в поздне-тазовское время.

Аллювиально-озерная поверхность (равнина) эоплейстоценового возраста (7) – плоская поверхность с абсолютными отметками до 196 м, сложенная аллювиально-озерными отложениями кочковской свиты эоплейстоцена, кровля которых несет следы размыва, выделена незначительным фрагментом в юго-западном углу по аналогии со смежным листом М-44-IX [190]. Формирование ее происходило в эоплейстоцене в результате площадной аккумуляции отложений кочковской свиты на сильно размытой поверхности павлодарской свиты.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионная поверхность (8) на абсолютных высотах 230–260 м выделена вдоль левого склона долины р. Алей, где представляет собой днище брошенной эрозионной долины, врезанной в толщу нижней подсвиты красnodубровской свиты (верхняя подсвита размыта), слагающей Алейско-Барнаульский увал. Эта долина шириной до 5 км протягивается в пределах листа на 20 км в юго-юго-западном направлении от рамки листа (озеро Кривое), постепенно расширяясь, теряет свою морфологическую выраженность и выклинивается. Относительно днища долины Алей она врезана на глубину 10–15 м. Большая часть ее плоского днища покрыта толщей золых бугристо-грядовых песков и осложнено многочисленными небольшими озерами и болотами, приуроченными к дефляционным котловинам, и большей частью пересохшими. Возраст этой долины определяется средним–поздним неоплейстоценом.

Аккумулятивно-денудационная равнина (поверхность выравнивания) (9) двумя крупными участками, ориентированными в юго-западном направлении, выделена в юго-восточном углу и в центральной части листа, где она известна под названием Узкая степь, которая разделяет Барнаульскую и Касмалинскую древние ложбины стока. Ее плоскую поверхность с абсолютными отметками от 240 до 220 м в первом случае и от 216 до 191 м – во втором, осложняют много-

численные крупные, но неглубокие вытянутые дефляционные котловины, на днищах которых широко развиты солончаки и частично сохранились озера. В первую половину квартера здесь шла площадная аккумуляция отложений кочковской и красnodубровской свит. А с конца среднего неоплейстоцена, когда началось формирование древних ложбин стока и песков касмалинской свиты, мощная эрозия привела к сильному размыву, накопившихся ранее образований. В настоящее время они перекрыты маломощной толщей эоловых песков и покровных лёссовидных супесей. Эту поверхность В. А. Растворова [92] выделяет, как плоскую равнину дельтовых разливов эпохи сарганского оледенения.

В юго-восточном углу она представляет собой широкое долинообразное понижение, открывающееся в Алейскую и Барнаульскую древние ложбины стока, днище которой находится на одном уровне с днищами этих ложбин [99, 190]. Возраст этой равнины, как аккумулятивно-денудационной поверхности, в целом определяется как четвертичный, а как поверхности выравнивания – временем накопления касмалинской свиты.

Пологие склоны комплексной денудации (10, 11) широко развиты на площади листа в интервале абсолютных высот от 200 до 280 м, и приурочены к водораздельным увалам, разделяющим древние ложбины стока. Начиная со среднего неоплейстоцена, в результате неотектонических поднятий и интенсивного проявления процессов комплексной денудации (линейная и плоскостная эрозия, дефляция, криогенный морфогенез в эпохи оледенений) склоны приобрели современный облик. Они пологие длиной от 0,4 до 8 км. Их наклон на разных участках изменяется от 2–3° до 10–15°. Поперечный профиль также различный – слабоогнутый, прямой или полого выпуклый.

В пределах листа склоны Алейско-Барнаульского увала южнее с. Лебяжьего осложняют слабовыраженные террасовидные ступени протяженностью до 2 км, которые выработаны в отложениях красnodубровской свиты. Однако на смежных листах М-44-IV и М-44-IX эти ступени на склонах увала протяженностью от первых километров до 20 км выражены достаточно четко и приурочены к горизонталям 240, 250, 260 и 270 м, а их превышение над днищами ложбин составляет 23–53 м [99, 122]. Они имеют длинный пологий (10°) уступ высотой 2–7 м, который без выраженной бровки переходит в широкую (0,5–2 км) субгоризонтальную (2–3°) площадку. Подобная террасированность наблюдается на склонах всех древних ложбин стока на территории Алтайского края [47, 89].

Эти склоны осложняет довольно густая, но слабовыраженная сеть широких понижений балочного типа. Эти понижения – реликт поздненеоплейстоценового криогенного морфогенеза. Первоначально склоны осложняла еще более густая сеть едва заметных ложбин – деллей [77, 122, 196], которые позднее были преобразованы в балки. Местами в их днища врезаются современные неглубокие и короткие овраги и промоины. Возраст склонов комплексной денудации определяется как средне-неоплейстоцен–голоценовый.

У южной рамки листа между селами Куйбышево и Вторые Коростели в рельефе выделяется небольшая возвышенность обтекаемой формы с абсолютными высотами от 220 до 253 м, ориентированная длинной осью в юго-западном направлении. Ее длина до 10 км и ширина до 5,6 км. Склоны длинные и пологие, вершина плоская слабовыпуклая. Сложена она краснобурыми глинами павлодарской свиты, перекрытыми маломощным чехлом эоловых песков и покровных лёссовидных супесей. Эти отложения длительное время, начиная с плиоцена, находясь на дневной поверхности, были подвержены интенсивной аридной денудации [43, 45, 77]. Склон, опускающийся в Барнаульскую ложбину, ровный и прямой, как бы срезанный мощной эрозией. По нашему мнению, создана она интенсивной эрозией и комплексной денудацией, а возраст, в некоторой степени условно, принимается как поздне-неоген–четвертичный.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф представлен насыпями шоссейных и железных дорог высотой 2–4 м; многочисленными ямами и карьерами, расположенными по окраинам населенных пунктов; на полях старыми силосными ямами глубиной до 2,5 м и длиной до 10 м. В юго-восточном углу листа – оросительными каналами разной ширины и глубины, давно нечищенными и заиленными. Многие лога и балки перегораживают земляные дамбы высотой от 1,5–2 до 4–5 м, выше которых находятся искусственные пруды. Во многих местах эти дамбы размывы, пруды спущены. Сохранившиеся пруды не чищены, заилены и заросли камышом. На месте многих населенных пунктов и полевых станов остались лишь фундаменты домов, оплывшие и заросшие травой ямы и канавы, кучи глины и битого кирпича.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Геоморфологическое строение речных долин первого порядка единственных на площади листа рек Кормиха, Волчиха и Бакланиха, в целом прямолинейных и ориентированных в юго-западном направлении, по-видимому, объясняется их приуроченностью к легко размываемым эоловым пескам и озерным отложениям, и, вероятно к практически не выраженным неотектоническим нарушениям. Заложение этих долин также произошло совсем недавно – в голоцене. Все эти факторы и определяют облик долин – незначительный эрозионный врез и уклон, широкие плоские заболоченные днища, длинные и очень пологие склоны, и очень плохая морфологическая выраженность в рельефе.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Современные экзогенные процессы, представленные делювиальным смывом, дефляцией и овражной эрозией, развиты довольно интенсивно и в значительной степени антропогенно обусловлены. Практически сплошная распашка всей степной части территории, за исключением эоловых и озерных равнин, выпас домашнего скота привели к резкому усилению дефляции почв. В таких условиях интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз. На склонах появились многочисленные промоины и пока еще небольшие, но быстро растущие овраги.

Вырубки леса и крупные лесные пожары привели к уничтожению маломощного и слабо развитого почвенно-растительного слоя, в результате чего эоловые пески оказались обнаженными. Резко усилились эоловые процессы. Обнаженные наветренные склоны эоловых бугров и гряд осложняют современная мелкая песчаная ветровая рябь, и растущие дефляционные котловины диаметром до 5–10 м и глубиной до 0,3–0,5 м.

В юго-восточной части листа на аллювиальных равнинах в долине Алея близкое к поверхности (4 м) залегание грунтовых вод, малая (до 2 м) мощность покровных лёссовидных супесей, строительство оросительной системы и интенсивные в недавнем прошлом поливы, в условиях засушливого климата и чрезмерного испарения привели во многих местах к засолению почв и значительному увеличению площадей дегидратационных солончаков. Это в свою очередь привело к резкому усилению солончаковой дефляции.

В условиях прогрессирующего потепления и иссушения климата идет все более нарастающий и, по-видимому, уже необратимый процесс обмеления и сокращения многочисленных озер. За последние 20 лет почти все озера (соры) в дефляционных котловинах пересохли. Они наполняются водой до глубины 0,3–0,5 м лишь во время весеннего снеготаяния и уже к середине июля полностью пересыхают. Высохшие днища озер покрывает слой соли, которая ветрами разносится на значительные расстояния. Плоские поверхности и пологие склоны в летнее время разбивают многочисленные глубокие трещины усыхания шириной до 3–5 см, образующие полигоны со сторонами до 1 м.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Неотектонические движения предопределены положением района в пределах двух крупных неотектонических структур – Барнаульской и Бийской структурных террас [3]. Граница между ними, по данным бурения, пересекает лист по диагонали с юго-запада на северо-восток. В рельефе она почти не выражена, частично совпадая с западной границей Узкой степи.

Барнаульская ступень (структурная терраса) в пределах листа с верхнего мела (кампан) была вовлечена в устойчивое опускание. Опускание Бийской ступени началось позднее – с палеоцена, чередуясь с периодами относительной тектонической стабилизации. Эти опускания продолжались до среднего неоплейстоцена [3]. За это время в пределах Барнаульской ступени накопилось до 400 м осадков, а в пределах Бийской (в разных частях) – от 130 до 250 м. Максимум скорости осадконакопления соответствует среднему–верхнему миоцену и эоплейстоцену.

Обе ступени со среднего неоплейстоцена вовлечены в устойчивое воздымание [3], которое резко усилилось в конце позднего неоплейстоцена и продолжается до настоящего времени [92]. По многим скважинам, особенно приуроченным к уступу Бийской ступени, в глинах верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений наблюдаются разрывные тектонические нарушения, представленные многочисленными зеркалами скольжения, ориентированными под углом 20–40° к вертикальной оси керна, и устанавливаются их вертикальные

смещения с амплитудой до 60 м.

По расчетам, максимальная скорость молодых вертикальных тектонических движений за последние 16 тыс. лет составляет 12,5 мм/год [92], а по данным повторного нивелирования вдоль железной дороги Новосибирск–Семипалатинск – 13,3 мм/год [114]. Даже в пределах аккумулятивных равнин долины Аляя скорость современных восходящих движений на разных участках составляет от 2 до 7–8 мм/год [92, 114]. Общая амплитуда вертикальных движений за кайнозой составляет не менее 400 м.

Зависимость рельефообразования от геологического строения и тектонических структур погребенного палеозойского фундамента на площади листа не просматривается. Эта зависимость имеет связь с молодыми неотектоническими структурами, обусловленными блоковыми дифференцированными восходящими и нисходящими движениями, предопределившими современный облик рельефа.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

С начала мелового времени в относительно стабильных тектонических условиях [3] одновременно с пенеппенизацией начались и процессы площадного корообразования не только по породам палеозоя, но и по юрским отложениям. Они продолжались с разной интенсивностью на большей части площади до конца эоцена [3, 59, 78], а, возможно, и вплоть до миоцена [8, 99]. Длительное выравнивание существовавшей поверхности протекало одновременно в условиях, как размыва, так и наращивания мощностей кор химического выветривания вследствие весьма благоприятной обстановки [120] – теплого и достаточно влажного климата с годовой суммой осадков на 500–800 мм выше современной [63]. Такая обширная денудационная равнина могла сформироваться только вблизи базиса денудации и должна была иметь небольшие абсолютные отметки высот [78].

Этим базисом была погружающаяся с мелового времени, и постепенно расширяющаяся Кулундинская впадина, юго-восточная периферия которой захватывает северо-западную половину листа, где, начиная с кампана, корообразование сменилось аккумуляцией мелководных прибрежно-морских отложений ганькинской свиты. В кампане на юге Западной Сибири установилась связь с южными морями через углубленный и расширенный Тургайский пролив, что привело и к расширению моря в этой части региона. В маастрихте происходит дальнейшее опускание юга Западной Сибири, Тургайский пролив еще более углубляется и расширяется, в результате чего преобладает трансгрессия моря со стороны Казахстана. Одновременно происходит некоторое поднятие восточной части региона, поэтому в направлении к востоку в ганькинской свите и увеличивается содержание грубообломочного материала, с одновременным уменьшением ее мощности [87].

Это мелководное море просуществовало здесь до конца среднего эоцена, следствием чего явилась площадная аккумуляция прибрежно-морских отложений талицкой и люлинворской свит.

Очевидно, в палеоцене площадной смыв коры выветривания сменяется формированием в пределах Бийской структурной террасы эрозионных долин, в которых на протяжении палеоцена и эоцена накапливается грубообломочный аллювий островновской свиты. Реки выносили материал в море, где накапливались осадки талицкой и люлинворской свит.

Вероятно, в позднем эоцене Барнаульская ступень испытала либо тектоническую стабилизацию, либо незначительное поднятие, что привело к регрессии моря, которое сюда больше никогда не возвращалось.

С начала олигоцена юго-восток Кулунды представляет собой низменную равнину, где идет площадное накопление аллювиальных песков атлымской свиты, которое затем сменяется аккумуляцией озерно-болотных образований новомихайловской свиты. Очевидно, в этот период Бийская ступень испытывала стабилизацию или незначительное поднятие, что привело к частичному размыву в долинах островновской свиты.

В начале позднего олигоцена предгорья Рудного Алтая вовлекаются в поднятия, продолжавшиеся почти до конца раннего миоцена, и формируется Рубцовская структурная терраса. Там происходит заложение древних, ныне погребенных, долин [105], а на всей площади листа в пределах Бийской и Барнаульской террас идет площадное накопление аллювиальных и аллювиально-озерных отложений крутихинской свиты. Ориентировка ныне погребенных долин, сформировавшихся в палеогене, и установленных по скважинам, указывает на направление речного стока в западном и северо-западном направлении в сторону Кулунды.

С конца раннего и до середины среднего миоцена происходит затухание восходящих движе-

ний предгорий и относительная тектоническая стабилизация. Аккумуляция крутихинской свиты сменяется ее частичным размывом [99]. Климат еще достаточно влажный изменяется ближе к бореальному умеренно теплому, а леса тургайского типа сменяются мелколиственными с широким участием представителей широколиственной флоры [63].

С середины среднего миоцена в связи с устойчивым опусканием территория превращается в низменную равнину, где идет площадная аккумуляция преимущественно озерных отложений рубцовской свиты. Теплый климат меняется в сторону континентальности и аридизации с годовыми осадками до 300 мм [63].

В павлодарское время продолжалась площадная аккумуляция отложений павлодарской свиты в обстановке аридного климата с годовыми осадками до 200 мм, в условиях сухих солончаковых степей и полупустынь, с мелководными солоноватыми озерами и слабо развитой речной сетью [63]. В позднепавлодарское время глубокая аридизация климата проявилась в деградации речной сети на юге Западной Сибири и заполнении речных долин субаэральными красноцветными карбонатными отложениями верхов павлодарской свиты [40, 41]. Речной сток в это время мог сократиться в 8–10 раз, по сравнению с поздним олигоценом [105], и даже полностью прекратиться.

В плиоцене в условиях относительной тектонической стабилизации аккумуляция павлодарской свиты сменилась размывом и длительной аридной денудацией ее кровли [99]. В эоплейстоцене увлажнение климата способствовало восстановлению речного стока. В условиях умеренного континентального семиаридного периодически достаточно влажного климата шла площадная аккумуляция аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных фаций кочковской свиты, преимущественно в восстановительной среде, на что указывает серый, голубовато- и зеленоватый цвет отложений. Нижняя часть ее накапливалась в многочисленных сравнительно мелководных хорошо прогреваемых и солоноватых озерах с неустойчивым гидрологическим режимом. По берегам рек и озер в кочковское время были развиты небольшие долинные леса и заболоченные разнотравные луга, а на межозерных поверхностях – степи. Происходили частые осцилляции климата: похолодания и увлажнения сменялись потеплениями и иссушениями, а общая тенденция климатических изменений эоплейстоцена была направлена в сторону постепенно прогрессирующего похолодания.

Площадной характер кочковской свиты, литологические и генетические особенности, широкое распространение в ее отложениях, как по вертикали, так и по латерали фауны остракод и семян водных растений указывают на ее накопление в условиях периодически сильной обводненности территории, представлявшей собой низменную аллювиально-озерную равнину. Такая равнина могла формироваться лишь в условиях длительного регионального опускания территории [99].

В раннем неоплейстоцене в связи с климатическими изменениями флювиальное осадконакопление нижней подсвиты красnodубровской свиты постепенно сменяется накоплением субаэральными толщ ее верхней подсвиты, продолжавшимся до середины среднего неоплейстоцена. Опускание Бийской и Барнаульской структурных террас также продолжалось до середины среднего неоплейстоцена, после чего сменилось устойчивым воздыманием [3].

В самом конце среднего неоплейстоцена начали формироваться древние эрозионные ложбины стока, выполненные касмалинским аллювием. Одновременно с глубинной эрозией интенсивно развивалась комплексная склоновая денудация, в результате чего склоны ложбин приобрели современный облик.

В дальнейшем вдоль склонов долинообразных понижений образовались цепочки озер, отдельные реликты которых сохранились до настоящего времени. Позднее началось и формирование дефляционных озерных котловин.

Очевидно, с ермаковского времени позднего неоплейстоцена на всей площади листа шло накопление покровных лёссовидных супесей и суглинков, преимущественно эоловых, облегающих практически все неровности рельефа. Особенно интенсивное их накопление было приурочено к резким потеплениям и иссушениям климата при переходе от ледниковых стадий к межледниковым [15, 17, 49, 121].

В эпоху позднезырянского (сартанского) оледенения в условиях очень сурового климата со среднегодовыми температурами на 9–11° ниже современных [90], на площади листа могли развиваться многолетняя мерзлота и процессы криогенного морфогенеза.

Со второй половины сартанского времени позднего неоплейстоцена, после того, как по Алейской и Барнаульской ложбинам перестали проходить мощные водные потоки, и на протяжении голоцена в сухие и теплые межстадиальные эпохи происходило неоднократное усиление эоловых процессов. Пески касмалинской свиты и нижней подсвиты красnodубровской свиты интенсивно развеивались ветром, а на их поверхности формировался бугристо-грядово-западин-

ный эоловый рельеф, и крупные протяженные дефляционные котловины, в которых возникли мелководные солоноватые озера.

В условиях современного потепления и иссушения климата очень многие озера полностью пересохли, а оставшиеся обмелели и продолжают сокращаться, постепенно превращаясь в озерно-болотные равнины. Очень резко возросла интенсивность, в значительной мере антропогенно обусловленных, экзогенных рельефообразующих процессов – дефляции, делювиального смыва и линейной эрозии на склонах.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изученная территория претерпела сложное геологическое развитие, охватывающее океанический, пассивно-окраинно-континентальный, активно-окраинно-континентальный, коллизионно-внутриплитный и внутриконтинентальный этапы, что в генетическом отношении предопределило образование различных видов полезных ископаемых. Но месторождений металлических полезных ископаемых здесь пока не выявлено. На карте полезных ископаемых и закономерностей их распространения показано: проявлений – 8, пунктов минерализации – 91, первичных геохимических ореолов – 22, точечных геофизических аномалий – 4 (прил. 2). На карте мел–четвертичных отложений вынесены: месторождения – 66, проявления – 22, первичные геохимические ореолы – 12, гидрохимические ореолы – 7 (прил. 1, 3); точечные аномалии: первичные геохимические – 122, гидрохимические – 15, шлиховые – 8.

Площадь листа относится к районам двухъярусного строения. Металлические полезные ископаемые преимущественно локализируются в складчато-блоковом палеозойско–мезозойском фундаменте и изучены очень слабо ввиду большой мощности чехла рыхлых кайнозойских образований. Ведущим типом полезных ископаемых фундамента является полиметаллическое оруденение рудноалтайского типа, представленное рядом проявлений и пунктов минерализации преимущественно медно-колчеданной и полиметаллически-колчеданной формаций. Неметаллические полезные ископаемые распространены преимущественно в верхнем структурном этаже и представлены глинистыми и песчаными породами, залегающими в виде покровных образований практически повсеместно. Характеризуются неограниченным прогнозным потенциалом. Но они, как и прочие менее распространенные нерудные ископаемые, остаются слабо изученными и мало востребованными из-за отсутствия потребителей.

По вещественным и генетическим признакам полезные ископаемые объединяются в следующие группы:

1. Горючие: твердые горючие ископаемые (уголь бурый, торф).
2. Металлические: черные металлы (марганец, хром, титан); цветные металлы (медь, свинец, цинк, кобальт, молибден, вольфрам, олово, ртуть, сурьма, мышьяк, висмут); редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы; благородные металлы (золото, серебро); радиоактивные элементы (уран, торий).
3. Неметаллические: химическое сырье (барит); керамическое и огнеупорное сырье (глины огнеупорные); строительные материалы (карбонатные, глинистые и обломочные породы); прочие ископаемые (гипс, песок формовочный, глины красочные, сапрпель).
4. Соли.
5. Подземные воды и лечебные грязи.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ БУРЫЙ

Углепроявление П-4-19 выявлено скв. 113, в инт. 244,8–245,8 м [179] и приурочено к отложениям луговской свиты нижней–средней юры, выполняющим депрессию сложной формы и залегающим на складчатых породах палеозойского фундамента (Ненашевская мульда). Угольный пласт мощностью 1 м перекрывается углистыми аргиллитами с тонкими (до 2 мм) прослойками и линзами полублестящего угля, а подстилается разнородными темно-серыми песчаниками. Цвет угля от матового до блестящего, излом угловатый, текстура линзовидно-полосчатая. Угол падения слоистости в пласте угля 30–35°. В начале интервала в угольном пласте отмечаются

прослойки (до 2 см) углистых аргиллитов. Скв. 112, расположенной в 700 м севернее, в инт. 249,9–250,0 м встречен угольный прослой мощностью 0,1 м. По единичным петрографическим определениям и химическим анализам, выполненным на смежной площади листа М-44-IV, угли бурые, возможно и длиннопламенные [171]. В связи с незначительной угленосностью и большой мощностью покровных отложений юрские углепроявления глубоких горизонтов Бийско-Барнаульской впадины не представляют практического интереса [1] и оценка прогнозных ресурсов бурых углей не проводилась.

ТОРФ

На площади листа известно 12 месторождений торфа, из них 3 крупных, 3 средних, а также 6 малых. Месторождения слабо изучены, детально разведано в 1986–1987 гг. только одно малое месторождение Конские могилки [137], а на остальных месторождениях в 1951–1956 гг. проведены рекогносцировочная маршрутная разведка и поиски [123, 168].

Месторождение Конские могилки (Митянино) (IV-3-3) расположено в 4 км севернее с. Большая Шелковка, в долине древнего стока, разведано по сети 100×100 м и 50×50 м. Площадь месторождения в нулевых границах составляет 59,1 га, в границах промышленных глубин торфяной залежи – 6,0 га (по глубине 0,7 м). Тип залежи низинный. Осушение возможно на всю глубину торфяной залежи в озеро Коростелевское. Забалансовые запасы по категории А утверждены ТКЗ ПГО «Новосибирскгеология» в количестве 0,017 млн т [123].

Площадь остальных месторождений в нулевых границах колеблется от 12 до 1 440 га, в границах промышленных глубин торфяной залежи – от 7,5 до 1 194 га, а прогнозные ресурсы категории Р₁ [123] оцениваются в следующих количествах (млн т):

- крупные месторождения: *Степная Лабза (II-3-6) – 3,835, Чернокоровниковское (III-3-15) – 2,12 и Угловская (Угловая) Лабза (IV-1-9) – 4,229;*
- средние месторождения: *Ножка (I-2-5) – 0,244, Соловуха (I-4-3) – 0,36 и Безымянное (IV-2-3) – 0,1;*
- малые месторождения: *Зимник (I-2-3) – 0,019, Рыбалка III (I-4-4) – 0,013, Рыбалка II (I-4-1) – 0,045, Пьявочное (I-4-5) – 0,046, Ховрино (I-4-6) – 0,058.*

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МАРГАНЕЦ

Аномальные содержания марганца (до 0,5 %) установлены при ГДП-200 в корах выветривания и в рыхлых кайнозойских образованиях по скв. 6, 7, 22, 44, а в остальных скважинах содержания марганца не превышают 0,2 %.

ХРОМ

Пункт минерализации (IV-4-7) хрома установлен в аподунитовом серпентините сарбасского комплекса. Скв. 44 в инт. 267,7–267,9 м выявлен крутопадающий прожилок (под углом 20° к оси керна) мощностью 4–5 мм, сложенный мелкими (до 2 мм) кристаллами хромита октаэдрической и кубической формы (70–80 % от объема прожилка) в ассоциации с чешуйчато-листоватым серпентином и кальцитом. Цвет хромита от темно-коричневого до черного.

ТИТАН

По данным шлихового опробования [196] сфен пользуется широким распространением, особенно в четвертичных отложениях, но его содержания низкие и колеблются в пределах 20–30 г/м³ и лишь иногда выше (до 269 г/м³). Шлиховое опробование эоловых отложений показало, что ильменит также пользуется повсеместным распространением, но значительных концентраций не образует. Содержание ильменита не превышает 625 г/м³. По данным опробования керна колонковых скважин, содержание ильменита в более древних четвертичных, неогеновых, палеогеновых и меловых отложениях не превышает 1,5 кг/м³. Сделан вывод о бесперспективности четвертичных отложений на поиски ильменит-цирконовых россыпей [196].

Низкоаномальные содержания титана (1 %) при ГДП-200 установлены в корах выветривания

и в рыхлых кайнозойских отложениях в скв. 2, 9, 10, 12, 15. Повышенные содержания титана (до 1,8 %) зафиксированы в габброидах Магистрального массива прииртышского комплекса.

Перспективы площади на черные металлы оцениваются отрицательно.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ, СВИНЕЦ, ЦИНК (С ЗОЛОТОМ И СЕРЕБРОМ)

Полиметаллическое оруденение в связи со значительными разведанными запасами и высокими перспективами представляет собой наиболее ценное полезное ископаемое северо-западной части Рудного Алтая. Zn, Pb, Cu с Ag и Au связаны с рудами медно-колчеданной и полиметаллически-колчеданной формаций гидротермально-вулканогенного, в том числе гидротермально-вулканогенно-осадочного генетических типов, являющихся продуктами девонского вулканизма [117]. Рудные объекты листа принадлежат к большой группе месторождений, проявлений и пунктов минерализации Рудно-Алтайского полиметаллического пояса, представленного западной частью Рубцовского рудного района. За редким исключением все они локализованы в стратифицированных отложениях девона.

Проведенными в конце прошлого столетия ГГК-50 [181] и поисковыми работами на полиметаллическое оруденение [169, 179] в восточной части листа выявлены многочисленные пункты минерализации (41) меди, свинца и цинка, которые относятся к медно-колчеданной (24) и полиметаллически-колчеданной (17) формациям, а также 8 комплексных геохимических аномалий с медью, свинцом, цинком, серебром, мышьяком, молибденом и кобальтом, сопровождающихся ореолами гидротермально измененных пород (окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, аргиллизация, гидрослюдизация, калишпатизация, эпидотизация, баритизация). Данные рудные объекты распределены на площади района неравномерно и сгруппированы на площади потенциальных Новогорьевского рудного узла, Шубинского и Новороссийского рудных полей. Всего в отмеченных площадях находится (прил. 1): проявление (1) и свыше 150 пунктов минерализации (часть пунктов минерализации, геохимических и геофизических аномалий хорошо изученных площадей на КПИ не показаны). Прогнозные ресурсы проявления не подсчитывались.

Весьма условно по содержанию главных металлов (Cu, Pb, Zn) в рудах проведено деление данного комплексного оруденения на виды и рудные формации, краткое описание которых приведено ниже.

МЕДЬ

Наряду с широким распространением меди в качестве сопутствующего металла в комплексных рудах полиметаллически-колчеданных проявлений и пунктов минерализации, на площади листа значительно распространено существенно медное оруденение. Последнее представлено 49 пунктами минерализации различных рудноформационных типов. Кроме этого выявлено 9 первичных литохимических ореолов меди и элементов-спутников (Pb, Zn, Ba, As, Co, Mo, Sn, Ag, W).

Медно-колчеданная рудная формация является наиболее распространенной в пределах Рубцовского рудного района и представлена 26 пунктами минерализации, локализованными в вулканогенно-терригенных отложениях каменевской (II-4-7, 16, 30, 31, 33, 38; III-4-3, 8, 12, 26, 32), заводской (III-3-9; III-4-6, 11, 14, 21, 34, 43, 44) и мельничной (III-4-46) свит, в субвулканических риолитах (II-4-27; III-4-4, 15, 25) и андезибазальтах (III-4-23, 24) каменевского комплекса. Оруденение вкрапленное, прожилковое, гнездово-вкрапленное. Преобладают пирит, халькопирит, пирротин, реже отмечаются сфалерит, галенит, борнит и малахит. Околорудные изменения (пиритизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, аргиллизация, эпидотизация, альбитизация, калишпатизация и цеолитизация) проявлены неравномерно. По данным буровых работ, неполная мощность рудных интервалов колеблется от первых метров до 177,8 м. Общее содержание сульфидов до 5–10 %. Содержание (%): Cu – 0,001–0,3, Pb – 0,001–0,02, Zn – 0,005–0,05, Co – 0,001–0,01, Mo – 0,0002–0,001, As – 0,005–0,02, Ba – 0,05–0,5, V – 0,01–0,02, Ni – 0,01, Mn – 0,3–0,5; в отдельных пробах установлены повышенные содержания Au – 0,005–0,01 г/т, Ag – 0,1–2 г/т.

Медно-кварц-сульфидная формация представлена 5 пунктами минерализации, локализованными в гранодиоритах второй (II-4-29; III-4-22) и лейкогранитах четвертой (II-3-1) фаз волчихинского комплекса, в метаморфизованных терригенных породах корбалихинской толщи

(II-4-35), в гранитах иртышского метаморфического комплекса (III-3-12). Оруденение пирит-халькопиритовое гнездово-вкрапленное, локализуется в зонах окварцевания и маломощных кварцевых и кварц-плагиоклазовых прожилках. Содержания (%): Cu – 0,007–0,03, Pb – 0,002–0,007, Zn – 0,007–0,05, Ba – 0,1, Co – 0,007, Mo – 0,0005, Mn – 0,3. По данным буровых работ мощность интервалов оруденелых пород колеблется от 5 до 20,6 м.

К **неопределенной рудной формации** относятся 21 *пункт минерализации*, выявленные преимущественно в вулканогенно-осадочных и субвулканических образованиях каменевского комплекса (II-4-8, 11, 20, 25, 32, 36; III-4-35, 38, 41), в диоритоидах первой (III-4-48) и второй (III-4-19) фаз волчихинского комплекса, а в единичных случаях – в образованиях мельнично-сосновского комплекса (II-3-5), отложениях луговской свиты (II-4-13, 17) и корбалихинской толщи (II-4-14, 15; IV-4-2), плагиогранитах прииртышского комплекса (III-1-2) и в сульфидизированном обломке кварца (II-2-2). Оруденение бедное, вкрапленное, редко прожилково-вкрапленное и гнездово-вкрапленное, представлено пиритом и халькопиритом, реже – малахитом, галенитом, борнитом, купритом, ковеллином и самородной медью. Содержание металлов бедное (%): Cu – 0,003–0,3, Pb – 0,003–0,02, Zn – 0,007–0,2, Ba – 0,05–0,2; в единичных пробах также установлены (%; г/т): Co – 0,005–0,008, Mo – 0,0003, W – до 0,02, As – 0,3; Au – 0,007, Ag – 0,1–8. Околорудные изменения (окварцевание, карбонатизация, пиритизация, хлоритизация, эпидотизация) проявлены слабо и неравномерно. По данным буровых работ мощность отдельных интервалов оруденелых пород колеблется от первых метров до 16 м.

На площади листа также установлены *первичные литохимических ореолы* Cu и элементов-спутников (Zn, Pb, Ba, As, Co, Mo, Sn и Ag) различных размеров и интенсивности. Ореолы локализуются в вулканогенных отложениях каменевской свиты и вулканитах каменевского комплекса (II-4-9; III-4-7, 39), в терригенных отложениях корбалихинской толщи (II-3-2, 4), в кварцевых диоритах второй и гранитах третьей фаз волчихинского комплекса (III-3-1) и в экзоконтактах их массивов (III-3-4, III-4-40), в гнейсах, амфиболитах и кристаллических сланцах иртышского метаморфического комплекса (IV-4-3).

СВИНЕЦ

Оруденение свинца, часто в ассоциации с более бедной минерализацией меди и цинка, широко развито на площади листа, преимущественно в пределах Рубцовского рудного района, и представлено 1 проявлением и 13 пунктами минерализации. Кроме этого, выявлено 3 первичных геохимических ореола и 1 точечная аномалия свинца и элементов спутников (Cu, Zn, Sn, W, Mo).

Полиметаллически-колчеданная рудная формация представлена 1 проявлением и 3 пунктами минерализации, локализованными в вулканогенно-осадочных образованиях каменевской (*проявление* II-4-37) и заводской (*пункты минерализации* II-4-4, 23, 28) свит. Оруденение представлено вкрапленностью, мелкими гнездами и тонкими прожилками галенита, сфалерита, реже – халькопирита, малахита, ковеллина, церуссита. Содержания металлов колеблются в пределах (%): Cu – 0,005–0,2, Pb – 0,007–1,0, Zn – 0,01–0,65, Ni – до 0,01, Co – 0,005; Ag – 0,2–30 г/т. По данным буровых работ мощность рудных интервалов – от 3,9 до 111,9 м. Околорудные изменения вмещающих пород обычно интенсивно проявлены и выражены в пиритизации, серицитизации, окварцевании, карбонатизации, хлоритизации, калишпатизации и каолинитизации.

В *проявлении* II-4-37 в окварцованных и калишпатизированных туфопесчаниках, туфогравелитах и туфоалевролитах каменевской свиты наиболее обогащенные минерализованные зоны с вкрапленностью и гнездами галенита, сфалерита и халькопирита установлены в инт. 255,0–266,4 м, 452,6–465,7 м и 483,0–493,1 м. Максимальные содержания металлов (%): Cu – 0,3, Pb > 1, Zn – 1, Mo – 0,001; Ag – 30 г/т.

К **неопределенной рудной формации** относятся 8 *пунктов минерализации*, выявленных в вулканогенно-осадочных и субвулканических образованиях каменевского комплекса (II-4-6), заводской (II-4-3; III-4-37), мельничной (III-4-45) свит, в гранодиоритах второй фазы (III-3-2) и гранит-порфирах (II-3-3) волчихинского комплекса, в терригенных образованиях корбалихинской толщи (II-4-12, 22). Содержание сульфидов незначительное. Оруденение представлено редкой вкрапленностью и мелкими гнездами галенита, пирита, реже халькопирита, пирротина, арсенипирита. Содержания металлов низкие (%): Cu – 0,003–0,07, Pb – 0,0002–0,003, Zn – 0,003–0,02; в единичных пробах: Mo – 0,0004–0,001, Sn – 0,0007–0,007, Co – 0,0001–0,007, V – 0,01–0,03; Au – 0,005 г/т, Ag – 0,2–0,3 г/т. По данным буровых работ мощность рудных интервалов – до 1–17 м. Околорудные изменения (окварцевание, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, аргиллизация, эпидотизация, реже – альбитизация, турмалинитизация) проявлены

слабо и неравномерно.

Первичные геохимические ореолы с низко-, среднеаномальными содержаниями Pb, Cu, Zn, Sn локализованы в ороговикованных терригенных отложениях каменевской, заводской свит и корбалихинской толщи (II-4-1; III-4-5), в гранитах третьей фазы волчихинского и риолитах мельнично-сосновского комплексов (III-3-3).

ЦИНК

В большинстве случаев является основным металлом в составе комплексных полиметаллических руд. Всего выделено 9 пунктов минерализации, 5 первичных геохимических ореолов и 11 точечных аномалий цинка и элементов-спутников различной аномальности.

Полиметаллически-колчеданная рудная формация является наиболее широко распространенной в Рубцовском рудном районе и имеет наиболее важное промышленное значение. К ней относятся 9 пунктов минерализации, локализованные в вулканогенно-осадочных и субвулканических образованиях каменевской свиты и каменевского комплекса (II-4-5, 10, 21; III-4-2), заводской свиты (II-4-26; III-4-28, 30, 42), в пиритизированных метаалевролитах орловской свиты и корах выветривания по ним (II-2-3). Оруденение бедное, представлено мелкой вкрапленностью, гнездами и прожилками сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, барит). Содержания металлов (%): Cu – 0,002–0,2, Pb – 0,003–0,03, Zn – 0,01–0,375; в единичных пробах Ag – до 0,1–12,1 г/т, Au – 0,02 г/т. Вмещающие породы часто брекчированы, окварцованы, серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, реже – турмалинитизированы, альбитизированы, калишпатизированы. По данным буровых работ мощность рудных интервалов колеблется от 2,0 до 72,0 м.

Первичные геохимические ореолы с низко-высокоаномальными содержаниями Zn, Cu, Pb, Co, Ni, Sn и Ag установлены в вулканогенно-осадочных, терригенных и субвулканических образованиях каменевского и мельнично-сосновского комплексов и корбалихинской толщи (II-4-2, 24; III-3-7; III-4-36), в гранодиоритах и кварцевых диоритах второй фазы и в диоритах первой фазы волчихинского комплекса (III-4-47).

КОБАЛЬТ

Пункт минерализации кобальта (II-2-1) локализован в ороговикованных, окварцованных и эпидотизированных алевролитах корбалихинской толщи и в каолиновой коре выветривания по ним. Оруденение представлено тонкокристаллическими образованиями халькопирита и марказита. Максимальные содержания (%): Co – 0,1, As – 0,3, Ni – 0,07, Cu – 0,03, Zn – 0,02, Ba – 0,05. Мощность зоны оруденения – 9,0 м.

Низко-, среднеаномальные содержания кобальта (0,005–0,01 %) ранее установлены в зонах окварцевания среди образований иртышского метаморфического комплекса (ЛГХО IV-4-4), в терригенных отложениях корбалихинской толщи и вулканитах мельнично-сосновского комплекса (ЛГХО III-3-5), гранодиоритах второй фазы волчихинского комплекса (ЛГХО III-3-10), и в зонах измененных пород с сульфидной минерализацией, локализованной в хлорит-кварц-карбонатной породе по риолитоидам каменевского комплекса (*пункт минерализации* меди и свинца III-3-6).

В скважинах, пробуренных при ГДП-200, аномальные содержания кобальта (0,004–0,02 %) установлены в большом количестве проб, отобранных из кор выветривания и коренных пород (скв. 2, 4, 5, 7–9, 18, 44), а также из рыхлых кайнозойских отложений, локализованных как в вышеназванных скважинах, так и в других скважинах (№ 6, 10–13, 15, 16, 19–23, 43).

МОЛИБДЕН

В пределах Рубцовского рудного района повышенные содержания молибдена (0,0001–0,05 %) часто отмечаются в пунктах минерализации **медно-колчеданной** и **полиметаллически-колчеданной рудных формаций**, а в единичных случаях в них отмечается вкрапленность молибденита (*пункт минерализации* цинка и меди III-4-42). По данным опробования керн скважин, пробуренных при ГДП-200, содержания молибдена низкие (до 0,00005–0,0006 %), но в единичных пробах из рыхлых отложений (скв. 13, 16) отмечаются повышенные содержания (0,001 %).

ВОЛЬФРАМ

В пределах Рубцовского рудного района установлен единственный *пункт минерализации* вольфрама (III-4-33), локализованный в эпидотизированных и пиритизированных андезибазальтах каменевского комплекса с прожилками хлорит-альбитового состава. Отмечается тонкая вкрапленность халькопирита. Содержания (%): W – 0,1, Cu, Pb, Zn, Co – 0,01–0,03, Ag – 0,0003.

В порфиридных лейкогранитах четвертой фазы волчихинского комплекса единичные зерна шеелита установлены в ассоциации с золотом (*пункт минерализации* золота III-4-16). В зоне экзоконтакта Заозерного массива кварцевых диоритов второй фазы волчихинского комплекса, прорывающего субвулканические и вулканогенные образования каменевского комплекса, выявлен комплексный *первичный геохимический ореол* меди и вольфрама (III-3-4) с содержаниями W – 0,005–0,01 %. На западном фланге Рубцовского района при ГДП-200 в скв. 13, 20, 21, 23, 43 установлены аномальные содержания вольфрама (0,001–0,01 %) как в коренных породах, так и в перекрывающих их мезо–кайнозойских образованиях.

В Прииртышском рудном районе повышенные концентрации W (до 0,05 %) установлены в *первичном геохимическом ореоле* (IV-4-5), локализованном в коре выветривания по гнейсам и кристаллическим сланцам иртышского метаморфического комплекса. Также в пределах Иртышской зоны смятия при ГДП-200 в скв. 2–10, 14–19, 23 установлены аномальные содержания вольфрама (0,0005–0,03 %) как в коренных породах и корах выветривания по ним, так и в перекрывающих их мезо–кайнозойских образованиях. При этом по данным шлихового опробования в рыхлых отложениях скв. 23 в инт. 81,0–149,0 м установлены единичные зерна шеелита.

Учитывая отсутствие проявлений с промышленными содержаниями вольфрама и значительную разобщенность литогеохимических аномалий вольфрама по площади листа, перспективы описываемой территории на вольфрам оцениваются отрицательно.

ОЛОВО

В восточной части площади повышенные содержания олова (0,0002–0,007 %) установлено в *пункте минерализации полиметаллически-колчеданной рудной формации* (III-4-37) и в *первичных геохимических ореолах* медно-полиметаллической специализации (II-4-1; III-3-1; III-4-40; IV-4-3). Вмещающие оруденение породы подвергались пиритизации, окварцеванию, карбонатизации, хлоритизации, альбитизации, эпидотизации, турмалинизации.

РТУТЬ

Киноварь встречена в 28 скважинах ручного бурения в количестве от 1 до 14 знаков в различных частях площади листа [196]. Чаще всего киноварь связана с эоловыми отложениями и отложениями красnodубровской свиты. Размер зерен обычно измеряется сотыми долями миллиметра и реже – десятими. В основной своей части зерна не окатанные, угловатые. Источник сноса не установлен. Во всех пробах, отобранных из скважин, пробуренных при ГДП-200, ртуть и киноварь не установлены.

МЫШЬЯК

Повышенные содержания мышьяка (0,02–0,3 %) установлены в зонах окварцевания среди образований иртышского метаморфического комплекса (*ПГХО IV-4-3*) и в зонах сульфидной минерализации, локализованной в корах выветривания (*пункт минерализации* кобальта II-2-1), в субвулканическом теле риолитоидов каменевского комплекса, в зонах хлоритизации, окварцевания и карбонатизации алевролитов (*пункт минерализации* меди и свинца III-3-6). В скважинах, пробуренных при ГДП-200, мышьяк в количестве 0,003–0,01 % установлен в единичных пробах, отобранных из разгнейсованных плагиогранитов прииртышского комплекса (скв. 6) и из рыхлых кайнозойских отложений (скв. 5, 6, 12, 16, 20). Максимальные содержания мышьяка (0,3 %) установлены в обломке кварц-сульфидной породы (*пункт минерализации* меди II-2-2).

СУРЬМА

При проведении ГДП-200 сурьма в количестве 0,003–0,005 % обнаружена в двух пробах, отобранных из рыхлых кайнозойских образований в скв. 12.

ВИСМУТ

Низкоаномальные содержания висмута (до 0,8–2,0 г/т) установлены при ГДП-200 в корях выветривания и сланцах иртышского комплекса (скв. 16), а также в корях выветривания и в рыхлых кайнозойских отложениях (скв. 20).

Учитывая низкие концентрации, перспективы площади на олово, ртуть, мышьяк, сурьму и висмут оцениваются отрицательно.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

Бериллий в низких концентрациях (0,0001–0,0003 %) определен в большинстве проб, отобранных из скважин, пробуренных при ГДП-200. Более высокие концентрации (0,0004–0,0005 %) его установлены в корях выветривания по метаморфическим сланцам иртышского комплекса (скв. 1, 17) и в кайнозойских песчано-глинистых отложениях отдельных скважин (№ 11, 17–23).

КАДМИЙ

Повышенные содержания кадмия (0,001 %) установлены на Новогорьевской площади в комплексном *первичном геохимическом ореоле* Zn, Co, Pb, не показанном на карте [181].

ЦИРКОНИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

По данным шлихового опробования, проведенного на площади листа [196], монацит встречается обычно в единичных знаках и лишь в исключительных случаях содержание его доходит до 122,3 г/м³; циркон пользуется повсеместным распространением, но значительных концентраций не образует и его содержание не превышает 43 г/м³. По данным буровых работ, проведенных при ГДП-200, наиболее высокие содержания циркония (0,08–0,1 %) установлены скв. 9 в коре выветривания по плагиогнейсам иртышского метаморфического комплекса (инт. 114,6–128,5 м) и в перекрывающих их глинах (инт. 111,0–114,6 м), а низкоаномальные содержания (0,05 %) выявлены в рыхлых кайнозойских образованиях некоторых других скважин (№ 11–13, 16, 17) в центральной и западной частях площади листа.

Повышенные содержания скандия (0,004 %) установлены при ГДП-200 скв. 2 (инт. 70,8–85,0 м) в глинистой коре выветривания по серицит-хлоритовым сланцам иртышского комплекса с прожилками кварца.

Перспективы площади на редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы оцениваются отрицательно.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Ранее проведенными работами повышенная золотоносность установлена в пределах Рубцовского рудного района, а при проведении буровых работ в процессе ГДП-200 также в Северо-Прииртышском рудном районе и в Калба-Нарымском рудном поясе. В Рубцовском рудном районе в лейкогранитах четвертой фазы волчихинского комплекса установлено два *пункта минерализации* золота (III-4-16, 20), представленных мелкими (до 0,4×0,3 мм) единичными зернами.

Повышенные содержания золота (0,005–0,02 г/т) здесь также установлены в *пунктах минерализации медно-колчеданной* (III-4-8, 13, 38) и *полиметаллически-колчеданной* (III-4-2, 45) **рудных формаций**. При этом большая часть других аналогичных пунктов минерализации на золото не анализировались.

В зоне Иртышско-Маркакольского разлома низкоаномальные содержания золота (до 0,004–0,008 г/т) установлены в сланцах и песчаниках корбалихинской толщи, а также в корях выветривания по ним (скв. 20, 21, 43). Кроме этого, на различных глубинах (149,0–315,0 м) в рыхлых кайнозойских образованиях (скв. 13, 20, 21, 22) установлены повышенные содержания золота

(до 0,004–0,049 г/т), а в отдельных случаях – до 0,069 г/т (*пункт минерализации* III-2-1).

В Северо-Прииртышском рудном районе при проведении ГДП-200 повышенные содержания золота установлены в 16 из 18 скважин. Здесь выявлено три *пункта минерализации* золота с содержанием до 0,1 г/т, локализованные в коре выветривания по гнейсовидным плагиогранитам второй фазы прииртышского комплекса (III-1-3), в глинах с включением щебнисто-дресвяно-песчанистого материала кварца (IV-2-1) и в глинистом лимонитизированном песке (III-1-1). В других скважинах аномальные содержания золота (0,004–0,036 г/т) также выявлены как в коренных породах (кристаллические сланцы иртышского, плагиограниты прииртышского, перидотиты сарбасского комплексов), так и в корах выветривания по ним (скв. 1, 4, 6, 8, 9, 15, 17, 19, 44), а также и в рыхлых кайнозойских образованиях (скв. 1, 3, 4, 6–9, 14, 16–19, 23, 44). Глубина залегания аномальных интервалов в рыхлых образованиях колеблется в значительных пределах (от 117,2 до 337,5 м). Шлиховым опробованием золото в количестве 1–7 зерен установлено в скв. 6 (инт. 126,0–131,1 и 135,7–139,8 м) и 10 (инт. 113,0–114,2 м) в песках и валуно-галечных отложениях. Размер золотинок от пылевидных до 0,5×0,5 мм.

В Калба-Нарымском редкометалльном поясе скв. 12 в окремненных алевролитах такырской серии с кварц-полевошпатовыми прожилками (инт. 261,7–275,0 м) и корам выветривания по ним (инт. 230,8–267,1 м) установлены повышенные содержания золота до 0,02 г/т. Выше по разрезу (инт. 96,6–110,4 м) в лимонитизированных песках рубцовской свиты, установлен *пункт минерализации* золота (III-1-1) с содержанием до 0,098 г/т, а в инт. 36,0–53,5 м, 63,0–70,0 м, 110,4–230,8 м – до 0,027 г/т. Повышенные содержания Au (до 0,004–0,006 г/т) также установлены в рыхлых отложениях по скв. 11 (инт. 88,6–95,8 м).

СЕРЕБРО

Пункт минерализации серебра (IV-4-6) выявлен в рассланцованных, хлоритизированных, окварцованных и сульфидизированных гнейсах иртышского метаморфического комплекса. Мощность зоны – 9,0 м. Содержание Ag – до 2,8 г/т, Au – до 0,05 г/т.

При проведении поисковых работ на полиметаллические руды повышенные содержания серебра (от 3 до 30 г/т) установлены в *проявлении полиметаллически-колчеданной формации* (II-4-37), а в других единичных *пунктах минерализации* (II-4-8, 36; III-4-2, 8, 42) серебро установлено в более низких концентрациях (от 0,2 до 12,1 г/т), иногда в ассоциации с Au (0,005–0,05 г/т). При проведении ГДП-200 наиболее высокие содержания серебра установлены по скв. 16: 8 г/т – на глубине 185 м в обломке кварц-сульфидной породы (*пункт минерализации* меди II-2-2), до 0,2–1 г/т в рыхлых кайнозойских образованиях (инт. 63,0–76,0, 98,5–100,6, 135,8–138,9 м), в сланцах и корах выветривания по ним (инт. 260,5–270,0 и 303,5–307,5 м). Повышенные содержания серебра (до 0,2–1 г/т) также установлены в корах выветривания и в рыхлых кайнозойских образованиях по скв. 9, 15, 17, 19, 20, а в остальных скважинах содержания серебра не превышает 0,1 г/т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Изучение ураноносности площади листа и прилегающей территории Бийско-Барнаульского урановорудного района с середины 60-х годов прошлого века осуществлялось по линии массовых поисков и заключалось в проведении гамма-каротажа поисково-картировочных и разведочных скважин при изучении полиметаллического оруденения и ГС-50, а также при бурении гидрогеологических скважин. В результате этих работ были выявлены 11 проявлений урана (в т. ч. на площади листа – два) и многочисленные радиоактивные аномалии. В пределах Кулундинской впадины процессы эпигенетического окисления наиболее полно изучены работами СФ «Березовгеология» (1970–2005 гг.) на Михайловском месторождении, расположенном на смежном с запада листе М-44-II. Все проявления урана данной площади по генетическому типу подразделяются на эпигенетические, экзодиагенетические и гидротермальные, но на площади листа известны только первые. Данные проявления относятся к формации урановой стратиформной в терригенных породах чехла.

К эпигенетическим, в связи с зонами грунтового и пластового окисления, относятся два проявления. *Проявление № 65* (II-2-13) расположено в песках крутихинской свиты верхнего олигоцен-нижнего миоцена. Радиоактивность – 156 мкР/ч. Содержания урана – 0,015–0,02 %. *Проявление «Знамя коммунизма»* (III-2-5) находится в гравелитистых песках с глинисто-гидрослю-

дистым цементом крутихинской свиты (инт. 147,8–148,8 м). Уран содержится в глинисто-гидрослюдистом цементе и обломках лейкоксена. Радиоактивность – 136 мкР/ч. Содержания урана – 0,0135–0,017 %. Прогнозные ресурсы урана по отдельным проявлениям не подсчитывались из-за их слабой изученности.

Перспективность площади на уран также подтверждается наличием *первичного геохимического ореола* (II-2-9) с содержанием U – 0,0038 %, 15 точечных первичных геохимических аномалий в рыхлых отложениях с содержанием U – 0,0005–0,009 %, 4 *гидрохимических ореолов* (II-4-40; IV-1-2; IV-3-4; IV-4-10) и 3 точечных гидрохимических аномалий с содержаниями U – 13–130 мкг/л, а также 10 *первичных ореолов* (II-3-8, 9; II-4-41, 42, 44, 50; III-3-14, 16; III-4-51; IV-4-9) и многочисленных точечных аномалий общей радиоактивности (свыше 82) с радиоактивностью от 20 до 176 мкР/ч и мощностью активных горизонтов от 0,5 до 6,5 м, преимущественно локализованных в рыхлых мезо–кайнозойских образованиях, реже – в разновозрастных коренных породах и в корах выветривания по ним (4 точечных аномалии общей радиоактивности и 1 – урана). Также известно 3 гидрохимических аномалии радона (I-2-2; II-1-2; IV-4-8) с содержанием 185–555 Бк.

Поисковыми работами, проведенными при ГДП-200, значительно расширены перспективы площади на уран. Скв. 13 в инт. 145,0–172,5 м выявлена радиоактивная аномалия интенсивностью до 100 мкР/ч на фоне 7–15 мкР/ч (*проявление* III-2-6). Аномалия локализуется в серых полевошпат-кварцевых песках, сцементированных серой, синевато-серой и серовато-синей глиной с включением гравия кварца и кварцитов (крутихинская, новомихайловская свиты и верхи атлымской свиты). Данная аномалия находится юго-восточнее ранее известных проявлений урана «Знамя коммунизма» и № 65, локализованных в аллювиально-делювиальных песчано-глинистых отложениях палеогенового возраста, что значительно расширяет площадь, перспективную на поиски гидрогенных урановых месторождений, локализующихся на выклинивании региональных зон пластового окисления и в палеодепресссионных структурах (палеодолинах). Аномалия локализуется в горизонте темно-серых глин. По данным рентгеноспектрального анализа высокоаномальные содержания U выявлены в интервалах: 145,0–159,0 м (до 0,0075 %), 168,5–173,0 м (до 0,007 %).

В рыхлых кайнозойских образованиях аномалии урана с содержаниями от 0,001 до 0,008 % также установлены в скв. 5 (инт. 155,6–156,9 м), 6 (инт. 131,1–135,2 м), 8 (инт. 109,0–114,0 м), 12 (инт. 110,4–114,4, 120,9–124,4, 127,3–127,7, 132,1–154,1 м), 14 (инт. 139,7–144,5, 157,6–158,0 м), 16 (инт. 138,9–142,3, 204,6–209,2, 222,4–230,8, 240,0–253,8 м), 18 (инт. 205,2–205,51, 212,33–212,43 м), 19 (инт. 165,2–172,0 м), 20 (инт. 43,6–49,2 м), 22 (инт. 154,8–158,6, 183,9–186,2 м), 23 (инт. 148,9–173,0 м), 43 (инт. 113,0–117,0 м).

Гидрохимическим опробованием, проведенным при ГДП-200 совместно с СФ «Березовгеология», радоновых аномалий не выявлено (содержание радона колеблется от 0 до 23,4 Бк/л). В восточной части листа М-44-III повышенные содержания урана ($(3,0–23,8) \cdot 10^{-6}$ г/л, при фоновом $n \cdot 10^{-7}$ г/л) установлены в подземных водах из скважин и колодца во всех отобранных 11 пробах. В одной из эксплуатационных скважин в районе курорта «Лебяжий» в сухом остатке водной пробы установлены повышенные содержания цинка (0,01 %). Полученные результаты свидетельствуют о том, что прифасовая часть Алтая характеризуется кислородсодержащими подземными водами, несущими повышенные содержания урана, которые могут осаждаться на восстановительных геохимических барьерах при их продвижении в глубь Кулундинской впадины.

ТОРИЙ

Низкоаномальное (0,0023 %) содержание тория установлено в единственной пробе из песков (скв. 13, инт. 147,0–148,0 м). По данным шлихового опробования скважин, пробуренных при ГДП-200, единичные знаки торита установлены в незначительном количестве проб. Перспективы площади на торий оцениваются отрицательно.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

По данным ранее проведенного шлихового опробования в нескольких скважинах встречен барит [196]. Основная масса проб, где встречен барит, отобрана из неогеновых и четвертичных

отложений. Максимальное содержание его достигает 517 г/м^3 (павлодарская свита). По данным поисковых работ, низкоаномальные ($0,05\text{--}0,5\%$) содержания бария установлены в ряде первичных геохимических ореолов и пунктов минерализации с полиметаллическим оруденением.

В единичных аналогичных *пунктах минерализации* отмечается вкрапленность барита (Ш-3-12), а также его наличие в пробах-протоколках. При проведении ГДП-200 повышенные содержания бария ($0,1\text{--}0,8\%$) установлены в 4 пробах, отобранных из выветрелых сланцев иртышского метаморфического комплекса (скв. 5) и из рыхлых кайнозойских образований (скв. 18, 23, 43). Шлиховым опробованием единичные зерна барита установлены в скв. 20 (инт. 222,0–225,0 м), 23 (инт. 123,0–124,0, 131,0–132,0 м), 44 (инт. 141,8–143,6, 148,4–149,7 м).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

В южной части листа скважинами в интервале глубин $60,0\text{--}191,2$ м вскрыто 6 *проявлений* глин огнеупорных [196]. Белые каолиновые глины развиты в верхней части коры химического выветривания метаморфических сланцев (Ш-2-2; Ш-3-11; IV-1-1; IV-3-1, 2) и гранодиоритов (Ш-2-3). Они представлены зоной белых глин мощностью от $3,0$ до $22,5$ м. Огнеупорность глин – $1\ 670\text{--}1\ 750$ °С, они относятся к лучшим сортам огнеупорных глин [196]. Химический состав (%): SiO_2 – $60,48\text{--}66,98$, Al_2O_3 – $15,44\text{--}24,82$, Fe_2O_3 – $1,25\text{--}4,26$, TiO_2 – $0,55\text{--}1,89$, CaO – $0,12\text{--}2,38$, MgO – $0,33\text{--}0,78$, п.п.п. – $3,39\text{--}12,55$. По содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ глины относятся к основным (ОС) и полукислым (ПК). Ниже по разрезу зона белых глин обычно переходит в зону желтых глин, сложенную каолиновыми глинами охристо-желтой и серовато-желтой окраски мощностью $8\text{--}15$ м. Почти повсеместно в них наблюдаются прожилки дробленного кварца. Данные глины характеризуются более низким содержанием Al_2O_3 – $19,85\text{--}20,81\%$, при более высоком содержании FeO – $4,0\text{--}6,5\%$, поэтому являются низкокачественным сырьем. Вышеописанные проявления находятся на площади Западно-Алтайской каолиноносной провинции [28], где возможно выделение перспективных объектов, пригодных для организации добычи высокосортного каолина методами скважинной гидродобычи. Но в настоящее время данные проявления каолиновых глин из-за значительной глубины залегания и отсутствия потребительского спроса не представляют промышленной ценности и оценка прогнозных ресурсов по данным проявлениям не проводилась.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МЕРГЕЛЬ

Известно два малых неэксплуатируемых месторождения мергелей.

Усть-Волчихинское месторождение (I-2-7) предварительно разведано в 1950 г. Приурочено ко дну озерной котловины, вытянутой с юго-запада на северо-восток. Залежь мергеля является донным осадком озера. Мощность пласта – от $0,2$ до $0,5$ м, вскрыша – слой почвы от $0,2$ до $0,5$ м. Мергель магнезиальный. Химический состав мергелей (%): CaO – $29,11$, MgO – $5,8$, Al_2O_3 – $0,15\text{--}6,67$, Fe_2O_3 – $0\text{--}1,79$, SO_3 – $0\text{--}0,5$, HCO_3 – $0\text{--}1,0$. Объемный вес – $1,72 \text{ т/м}^3$. Технологическими исследованиями установлена пригодность мергелей для получения гидравлической извести высоко- и средне магнезиальной. Активность полученных образцов извести равна $24\text{--}36 \text{ кг/см}^2$ при водном хранении и $38\text{--}64 \text{ кг/см}^2$ – при воздушном хранении. Забалансовые запасы категории C_1 – $0,559$ млн м^3 [168].

Ивановское месторождение (IV-1-4) не разведывалось. Расположено на западном берегу оз. Ивановское, на пойменной озерной террасе под почвенным слоем. Мощность слоя светлосерых мергелей – $0,5\text{--}1,6$ м. Химический состав (на воздушно-сухое вещество) (%): НО – $7,4\text{--}23,04$, C_2O_3 – $0,8\text{--}1,17$, $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ – $0,11\text{--}0,75$, гигроскопическая влага – $1,38\text{--}2,18$, CaCO_3 – $61,15\text{--}70,44$, MgCO_3 – $11,97\text{--}14,15$, O_2 – $1,67\text{--}2,3$, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ – $0,89\text{--}1,70$, NaCl – $0,05\text{--}0,11$. Площадь распространения не выяснена. Прогнозные ресурсы не подсчитывались.

Наличие большого количества мелких высохших озер на площади листа не исключает возможности открытия новых месторождений мергеля. Отложения мергеля отмечаются в пойме р. Кориха, в районе оз. Рублево. Образование мергелей происходило на стадиях развития озер с обильным выделением карбонатов кальция и магния. Из-за слабой изученности озерных мерге-

лей оценка их прогнозных ресурсов не проводилась.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы на площади листа имеют широкое площадное распространение и используются, главным образом, в качестве сырья для изготовления строительного кирпича. Для этих целей служат суглинки и глины четвертичных отложений. Кроме того, пестроцветные глины коры выветривания могут быть использованы в качестве минеральных красок, а белые каолиновые глины – как огнеупорное сырье.

СУГЛИНКИ И ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На территории листа М-44-III известно 8 малых месторождений кирпичных глин и суглинков, из которых 5 (*Усть-Волчихинское* – I-1-4, *Новоогорьевское* – II-4-51, *Новоогорьевское 1* – II-4-57, *Угловское 1* – III-2-10, *Угловское* – IV-1-13) разведаны и эксплуатировались в различных объемах, а 2 (*Симоновское* – II-2-12 и *Егорьевское* – II-4-47) отрабатывались в небольших объемах без разведки. На *Партизанском месторождении* суглинков (I-1-7) проведены поисково-оценочные работы. Все эти месторождения малые и в большинстве случаев отрабатываются сезонно или переведены в разряд законсервированных. В качестве сырья для получения красного кирпича используются глины, тяжелые и легкие суглинки, супеси, приуроченные, в основном, к субаэральным покровным образованиям неоплейстоцена–голоцена. Сырье пригодно для производства строительного кирпича марок «50»–«150». Из разведанных месторождений на балансе числятся запасы по Новоогорьевскому и Усть-Волчихинскому месторождениям.

Новоогорьевское месторождение (II-4-51) выявлено и детально разведано Нерудной партией в 1966–1967 гг. [176]. Максимальная глубина разведки 9,6 м. Приурочено к субаэральным отложениям неоплейстоцена–голоцена и сложено желтовато-бурыми глинами, суглинками и желтыми супесями с линзами глинистого песка. Полезным ископаемым являются суглинки и глины. Горизонтальная длина залежи от 550 до 580 м, ширина – от 300 до 314 м, мощность полезной толщи 2,1–5,0 м (средняя – 3,8 м). Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем и супесью мощностью 0,5–1,4 м (средняя – 1,0 м). Грунтовые воды встречены на глубине 4,4–5,4 м. Основным породообразующим минералом глины является гидрослюда, в качестве примесей присутствуют кварц, кальцит. Гранулометрический состав (%): фракции до 0,005 мм – 16–23; от 0,005 до 0,01 мм – 6,6–10; от 0,01 до 0,05 мм – 26,0–37; от 0,05 до 0,1 мм – 24–28,9; от 0,1 до 0,25 мм – 8–13,1; от 0,25 до 0,5 мм – 0,36–1. Химический состав (%): SiO₂ – 64,44–65,98, Al₂O₃ – 12,0–12,87, Fe₂O₃ – 4,87–5,03, TiO₂ – 0,58–0,7, CaO – 4,55–5,5, MgO – 1,84–2,25, K₂O – 0,15–2,2, Na₂O – 1,9–2,05, п.п.п. – 5,33–6,5. Суглинки пылеватые, грубодисперсные, умеренно-пластичные (число пластичности – 10–12). Водозатворение – 17,81–19,0 %. Коэффициент чувствительности к сушке – 0,70–0,86 %, (малочувствительное). Водопоглощение – 11–12 %, морозостойкость – Мрз-15. Глины и суглинки пригодны для производства кирпича марок «100»–«125» без введения отошающих добавок, способ формовки пластический, оптимальная температура обжига 950–1 100 °С. Запасы глин категорий В+С₁ – 0,568 млн м³ утверждены ТКЗ (Протокол № 383 от 12.11.1970 г.). Разработка месторождения ведется карьером до глубины залегания грунтовых вод с 1970 г. Добыча с начала разработки – 0,2121 млн м³. Остаток балансовых запасов 0,1002 млн м³. Прироста запасов не ожидается. Егорьевский кирпичный завод, расположенный в с. Новоогорьевское, выпускает красный кирпич марки «75»–«125». Годовая производительность завода: 8 032 тыс. шт. кирпича, по сырью – 0,0233 млн м³.

Усть-Волчихинское месторождение суглинков (I-1-4) выявлено Нерудной партией в 1987 г., поисково-оценочные работы и предварительная разведка проведены в 1987–1988 гг. [142]. Сложено субаэральными отложениями неоплейстоцена–голоцена, представленными суглинками, глинами, супесями. Полезным ископаемым является грязно-коричневые, желтовато-коричневые и серовато-коричневые плотные суглинки и глины. Глубина разведки – 4 м. Горизонтальная длина тела – от 130 до 240 м (средняя – 200 м), ширина – от 80 до 160 м (средняя – 125 м), мощность – от 1,2 до 3,6 м (средняя – 2,3 м), мощность вскрыши – от 0,2 до 0,7 м. Уровень грунтовых вод фиксируется на глубине 3,6–7,0 м. Гранулометрический состав сырья (в %): содержание фракции более 5 мм – 0,0–3,41; 5,0–0,5 мм – 0,02–4,04; 0,5–0,06 мм – 1,75–44,89; 0,06–0,01 мм – 33,11–68,04; 0,01–0,005 мм – 1,27–10,57; 0,005–0,001 мм – 2,70–19,37; менее 0,001 мм – 15,03–36,53. Химический состав (%): SiO₂ – 61,6–66,5, Al₂O₃ – 11,99–13,23, TiO₂ – 0,45–0,77, Fe₂O₃ – 4,35–4,76, CaO – 4,09–7,23, MgO – 1,47–2,16, SO₃ – 0,1–0,79, R₂O – 3,0–4,15, п.п.п. – 5,56–8,01. Сырье среднечувствительно к сушке (коэффициент чувствительности к сушке – 1,02–1,58 кг/см², среднее – 1,18 кг/см²) с низким и средним содержанием водорастворимых

солей (1,86–44,24 %, среднее – 10,83 %). Физико-механические свойства: число пластичности – 3–13 (среднее – 7,1), предел прочности при сжатии – 9–17,4 кг/см² (среднее – 1,43 кг/см²), предел прочности при изгибе – 23 до 39 кг/м³ (среднее – 29 кг/м³), плотность – 1 727–1 869 (средняя – 1 818), временное сопротивление сжатию – 8,7–17,4 Мпа, временное сопротивление изгибу – 2,3–3,9 Мпа, морозостойкость – Мрз-50, оптимальная температура обжига – 950 °С. Суглинки в естественном виде пригодны для изготовления кирпича марки «150». Для производства других видов керамической продукции сырье не соответствует требованиям ГОСТа. Запасы суглинков подсчитаны по кат. С₁ – 1,2079 млн м³, С₂ – 0,52 млн м³ (Протокол НТС ПГО «Запсибгеология» № 4027 от 20.11.1991 г.). Прирост запасов возможен на юго-западном фланге месторождения.

К месторождениям, с неучтенных Государственным балансом запасами, относятся четыре: *Новоогорьевское I*, *Угловское I*, *Угловское*, *Партизанское*. В настоящее время месторождения утратили промышленное значение в связи с застройкой площади месторождений и в связи с недостаточной изученностью и плохим качеством сырья.

На *Новоогорьевском I месторождении* (II-4-57) кирпичных глин за период эксплуатации в 1955–1958 гг. добыто 0,021 млн м³ сырья [124]. Запасы категорий А+В+С₁ в количестве 0,137 млн м³ сняты с баланса в 1966 г.

Угловское I месторождение (III-2-10) кирпичных глин разрабатывалось в 1959–1963 гг. Добыто 0,001 млн м³ сырья [124]. Запасы категорий А+В+С₁ в количестве 0,167 млн м³ сняты с баланса в 1966 г.

Месторождение Угловское (IV-1-13) эксплуатировалось до 1957 г. Производительность существующего кирпичного завода на 1955 г. составляла 480 тыс. штук кирпича в год, добыча глины составляла примерно 0,0012 млн м³. Запасы суглинков категорий А+В+С₁ в количестве 0,016 млн м³ и 0,11 млн м³ забалансовых запасов в 1964 г. сняты с баланса.

Партизанское месторождение (I-1-7) суглинков выявлено и оценено Нерудной партией в 1985–1987 гг. [140]. Запасы суглинков подсчитаны по категории С₂ – 2,0108 млн м³, Госбалансом не учтены (Протокол НТС ПГО «Запсибгеология» от 02.12.1987 г.).

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

На площади известно одно крупное и три малых месторождения песков строительных, не учтенных балансом запасов и представленных эоловыми песками неоплейстоцена–голоцена.

Крупное *Лебяжинское-I месторождение* (III-4-50) выявлено и опойсковано в 1978–1979 гг. Нерудной ГРП [180]. Полезная толща представлена пластообразными залежами тонкозернистых кварц-полевошпатовых песков. Химический состав характеризуется низким содержанием кремнезема и большим содержанием глиноземистого компонента. Содержание щелочных окислов в песках всех проб отвечает требованиям отраслевого стандарта. Несвязанная кремнекислота, сернистые и серноокислые примеси (в пересчете на SO₃) также содержатся в количествах, допустимых ОСТом. По химическому составу, содержанию органических примесей и слюды пески отвечают требованиям ОСТ 21-1-80. По зерновому составу песок находится вне группы. По содержанию пылевидных, илистых и глинистых частиц сырье отвечает требованиям на пески для производства силикатного кирпича. Средняя мощность песков – 4,4 м, вскрыши – 1,1 м. Подсчитаны запасы по категории С₂ в количестве – 27,6434 млн м³ [178, 192]. Сведений об эксплуатации нет.

Шубинское месторождение (III-4-49) выявлено и опойсковано в 1974 г. Нерудной ГРП [192]. Мощность эоловых отложений колеблется от 3,9 до 10,0 м. Пески кварцево-полевошпатовые с модулем крупности от 0,2 до 0,8 (тонкозернистые). Содержание глинистых, илистых и пылеватых фракций в песках колеблется от 3,4 до 40,1 % (преобладают от 10 до 15 %). Пески могут быть использованы для производства силикатного кирпича. Запасы категории С₂ оценены в количестве 2,16 млн м³ (НТС ЗСГУ от 28.05.1975 г.). Сведений по эксплуатации нет.

Боровое месторождение (II-4-43) выявлено и разведано Нерудной партией в 1966–1967 гг. [176, 178]. Приурочено к эоловым отложениям неоплейстоцена–голоцена и сложено мелкозернистыми глинистыми и сильно глинистыми песками. Средняя мощность полезной толщи – 5,8 м. Гранулометрический состав (%): фракции 1,25–0,63 мм – 0,2; 0,63–0,315 мм – 2, 0,315–0,14 мм – 16,0; менее 0,14 мм – 81,8. Качество сырья: модуль крупности – 0,01, содержание глинистых частиц – 15,5 %, объемный вес – 1,4 г/см³, удельный вес – 2,56 г/см³, пустотность – 45,32 %. Физико-механические свойства кирпича: водопоглощение – 12,55–14,55 %, предел прочности при сжатии – 148,5–208,0 кг/см², предел прочности на изгиб – 18,7–29,2 кг/см².

Средняя мощность вскрышных пород – 0,5 м. Песок может быть использован для изготовления силикатного кирпича марок «75»–«150», но требуется проведение дополнительных исследований. Запасы песка категорий В – 0,1762 млн м³; С₁ – 0,477 млн м³ не утверждались, приняты к сведению на НТС ЗСГУ в 1970 г. Сведений об эксплуатации нет. Госбалансом не учтено.

Новоогорьевское месторождение (II-4-45) не разведывалось [196]. Площадь месторождения является частью песчаной боровой террасы. Глубина отработки песков в карьере составляет от 3–4 до 6 м. Месторождение эксплуатировалось Егорьевским отделением «Сельхозтехника» и служит сырьевой базой Новоогорьевского кирпичного завода при производстве силикатного кирпича и железобетонных конструкций. Сырье представлено тонкозернистыми (модуль крупности – от 0,23 до 0,63) песками с содержанием глинистых и пылеватых частиц от 2,2 до 9,0 %. Пески могут быть использованы для приготовления штукатурных и кладочных растворов. Прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 0,3 млн м³ [196].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС

Единственное проявление гипса (IV-3-7) выявлено при ГДП-200. Скв. 2 в инт. 39,8–45,3 м вскрыты глины рубцовской свиты с включением конкреций гипса размером до 5–7 см в количестве до 15–20 % объема. Из-за значительной глубины залегания практического интереса не представляет. По данным поисково-оценочных работ на гипс [126] в Рубцовском районе и в Алтайском крае перспектив обнаружения крупных месторождений конкреционного гипса нет. Технология механизированного извлечения гипса из гипсовых глин не изучена. Составленными ТЭС о возможной промышленной значимости этого типа месторождений не рекомендовано проведение дальнейших геологоразведочных работ из-за нерентабельности проектируемых предприятий.

ПЕСОК ФОРМОВОЧНЫЙ

В результате ранее проведенных поисковых работ на территории листа были выявлены два малых неэксплуатируемых месторождения формовочных песков – *Кормихинское* и *Лебяжинское* и несколько пунктов с кондиционной газопроницаемостью песков [196]. Они приурочены к аллювиальным отложениям древней Барнаульской ложбины стока.

Кормихинское месторождение (II-3-7) разведано в 1944–1947 гг. [136, 158, 196]. Оно приурочено к Касмалинской ложбине древнего стока, возраст песков – поздний плейстоцен. Форма залежи – пластообразная, длина – 400 м, ширина – 340 м, мощность – от 4 до 6 м, глубина залегания кровли – от 0 до 0,2 м. В строении месторождения принимают участие разномодульные пески с преобладанием среднезернистых. Гранулометрический состав (%): фракция до 0,053 мм – 0,01–2,96; 0,053–0,074 мм – 0,02–5,64; 0,074–0,104 мм – 0,14–6,75; 0,104–0,149 мм – 0,9–26,32; 0,149–0,21 мм – 5,84–43,78; 0,21–0,297 мм – 11,96–51,84; 0,297–0,42 мм – 6,75–25,38; 0,42–0,59 мм – 1,66–27,59; 0,59–0,84 мм – до 6,23; от 0,84 мм – до 2,94. Песок состоит из хорошо окатанных зерен кварца (65–80 %), полевых шпатов (15–30 %), с редкими включениями микрокварцитов, роговой обманки, эпидота, гематита. Пески относятся к классу кварцевых (79 %) и тощих (21 %). Содержание глинистых частиц для кварцевых песков в среднем – 1,12 %, для тощих – 2,8 %. По гранулометрическому составу согласно требованиям ОСТ 2138-43 пески относятся к маркам «К 50/100», «Т 50/100» и пригодны для среднего и мелкого чугунолития (для изготовления формовочных и стержневых составов чугунолития). Химический состав (%): SiO₂ – 81,08–85,7, TiO₂ – 0–0,22, Al₂O₃ – 6,68–8,23, Fe₂O₃ – 1,27–2,5, CaO – 0,83–1,98, MgO – 0–0,66, SO₃ – 0,06–0,1, H₂O – 1,01–1,32, п.п.п. – 4,43–5,38. Температура плавления – от 1 400 до 1 460 °С, средняя – 1 420 °С. Газопроницаемость несколько ниже требуемой. Балансовые запасы, подсчитанные на площади 0,13 км², при средней мощности подсчета 3 м, в количестве А+В – 0,649 млн т утверждены ТКЗ ЗСГУ в 1947 г. (Протокол от 20.09.1947 г.), в 1948 г. переведены в забалансовые, а в 1956 г. сняты с учета, в связи с удаленностью от потребителя. Месторождение не эксплуатируется. Возможно увеличение запасов за счет доразведки.

Лебяжинское месторождение (II-4-53) предварительно разведано в 1944 г. [136, 196]. Продуктивная толща представлена разномодульными кварц-полевошпатовыми песками, слабо глинистыми, пылеватыми. Мощность полезной толщи колеблется от 1,75 до 4,8 м (средняя – 3,0 м), длина – до 700 м, ширина – 400 м, глубина залегания – от 0,1 до 1 м. Залежь песка вы-

держана по залеганию и мощности. Минералогический состав песков: кварц – 52–60 %; полевые шпаты – 32–39 %. Кварц чистый, прозрачный, хорошо окатанный. Химический состав (%): SiO_2 – 84,3–85,4, Al_2O_3 – 7,09–9,35, Fe_2O_3 – 0,16–0,65, CaO – 1,8–7,0, CO_2 – 1,8–7,0, п.п.п. – 0,35–0,8. Гранулометрический состав (%): фракция до 0,005 мм – 0,76–1; 0,005–0,053 мм – до 0,31; 0,053–0,074 мм – 0,01–6,14; 0,074–0,104 мм – 0,04–5,34; 0,104–0,149 мм – 0,8–20,4; 0,149–0,21 мм – 4,4–31,2; 0,21–0,297 мм – 9,7–43; 0,297–0,42 мм – 19,3–82,7; 0,42–0,59 мм – 1,49–34,6; 0,59–0,84 мм – 18,4; 0,84 мм – 0,01–2,7. Газопроницаемость песка определена в условных единицах и равна 102–326 (среднее значение – 175). На месторождении преобладают пески – средние марки «К 50/100», крупные – марки «40/70», очень крупные – марки «30/50». Пески пригодны только для мелкого и среднего чугунного литья. Балансовые запасы песков формовочных категории C_1 в количестве 0,888 млн т, подсчитанные на площади 0,185 км², при средней мощности песка 3 м, утверждены ТКЗ ЗСГУ в 1945 г., сняты с баланса в 1962 г. Месторождение не эксплуатировалось.

ГЛИНЫ КРАСОЧНЫЕ

Проявление минеральных красок (IV-3-5) представлено пестроцветными отложениями рубцовской свиты, вскрытыми скв. 9 (инт. 64–73,7 м) в южной части площади [196]. Глины зелено-вато-серой, мясо-красной, малиновой окраски, жирные, плотные. Укрываемость средняя – 47,16 г/м². Содержание железа – 11,54 %. Глины относятся к охрам марки «В» для клеевых красок. Ввиду глубокого залегания они практического интереса не представляют.

САПРОПЕЛЬ

По данным Литологической партии [168] на площади листа установлено 8 средних и 13 малых месторождений озерных сапропелей. Месторождения слабо изучены. К средним отнесены месторождения с забалансовыми запасами сапропелей свыше 1 млн т. Из них на площади двух месторождений проведена детальная разведка (оз. Валовое – П-2-7, оз. Нагибино – Ш-3-13), трех – поисково-оценочные работы (оз. Рыбальное – Ш-2-9, оз. Кузнецово – Ш-2-12, оз. Мухино – IV-2-2) и трех – поисковые работы (оз. Белое – П-2-5, оз. Чернокорюковское – Ш-2-7, оз. Ляпухина – IV-1-11). Из малых месторождений восемь имеют забалансовые запасы в пределах 0,1–0,5 млн т (оз. Топкое – I-2-9, оз. Золотое – I-2-11, оз. Чаичье – I-2-12, оз. Маралье – П-2-4, оз. Ракиты – П-2-10, оз. Бельное – П-2-11, оз. Степное – Ш-2-8, оз. Коростелевское – IV-3-6), а пять – менее 0,1 млн т (озера без названия I-1-5, 6, 8; I-2-6, 8). На площади месторождения оз. Степное (Ш-2-8) проведены поисково-оценочные работы, а на площади остальных малых месторождений – только поисковые работы. На Госбалансе запасы месторождений не числятся. Все месторождения не эксплуатируются.

СОЛИ

Основное богатство Кулунды – ее соленые озера, с отложениями которых связаны месторождения природной соды, галита, мирабилита, тенардита. Можно считать перспективным и содовые грунты в донных озерных котловинах, а также водоносные горизонты под солеными озерами и в их окрестностях [182].

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ

Проявление солей натриевых оз. Каратал (IV-1-7) имеет площадь – 0,69 км², мощность грунта – 1,5 м, сумму солей в грунтах – 3,2 %. В горизонте грунтовых вод (20 м) площадью 0,5 км² и мощностью 15 м сумма солей – 15 %, содержание в NaCl – 10 г/дм³. Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 солей NaCl оцениваются в 0,03497 млн т [182].

СОДА

На площади листа известно два малых месторождения (оз. Селитренное – Ш-1-4 и оз. Горькое – П-4-52) и пять проявлений соды (оз. Пресное – П-1-3, проявление П-1-4, оз. Люськино – Ш-1-5, оз. Горькое – Ш-1-6, проявление Ш-2-4). Месторождение оз. Селитренное и все проявления локализируются в западной части листа и пространственно тяготеют к группе содо-

вых озер Малиновского содового месторождения. Месторождение оз. Горькое обособлено в восточной части площади. Основными минералами содового типа в месторождениях Алтайского края являются трона ($\text{Na}_3\text{H}[\text{CO}_3]\times 2\text{H}_2\text{O}$), натрит ($\text{Na}_2\text{CO}_3\times 10\text{H}_2\text{O}$), нахколит (NaHCO_3).

Месторождение соды оз. Селитренное (ныне оз. Соленое) (III-1-4) открыто в 1932 г., разведано Нерудной экспедицией ЗСГУ в 1962–1963 гг. [186] и 1981–1983 гг. [143, 182, 196]. Расположено в 21 км к востоку от Михайловского содового комбината. Залежи соды были подсечены в юго-западном углу озера. Мощность полезной толщи (соды и песков, цементированных содой) колеблется в пределах 1,5–6,9 м (средняя – 4,71 м), площадь – 379,9 тыс. м². Общая площадь озера – 0,48 км². На основной площади обнаружены не кондиционные содовые руды с содержанием соды менее 3 %. Мощность вскрыши – от 0,1 до 4,0 м, представлена глинами и песками, подстилающие породы – глины. Химический состав (среднее в %): кондиционные руды: Na_2CO_3 – 10,52, NaCl – 0,70, Na_2SO_4 – 0,97, H_2O – 27,14; не кондиционные руды: Na_2CO_3 – 1,54, NaCl – 0,46, Na_2SO_4 – 0,28, H_2O – 15,33. Плотность – 1,97 г/см³. Месторождение не эксплуатируется. В небольшом объеме сода добывалась в 1926 г. [196]. На территории участка имеются зоны с повышенной минерализацией вод и повышенным содержанием соды. Запасы соды на месторождении отнесены к перспективным и составляют: кондиционные руды – 0,035 млн т, не кондиционные руды – 0,05 млн т [182, 196]. В 1962 г. запасы подсчитывались по временным техническим требованиям Михайловского содового комбината: содержание Na_2CO_3 – не менее 3 %, $\text{Na}_2\text{SO}_4+\text{NaCl}$ – не более 1,2 %, H_2O – не более 26,8 %. В 1971 г. запасы подсчитывались по тем же техническим требованиям, но с ОСТовым содержанием Na_2CO_3 – 1,5 %. По оз. Селитренному в твердых содовых отложениях балансовые запасы категории С₂ оценены в 0,1446 млн т, а забалансовые – 0,033 млн т [143, 182].

Месторождение соды оз. Горькое (Горько-Перешеечное) (II-4-52) имеет в длину 14,8 км при ширине 3,5–4 км и максимальной глубине 7 м (средняя – 1,8 м), площадь акватории – 43,6 км² [178, 181, 196]. В 1982–1986 гг. Алтайской геофизической экспедицией проведены поисковые геофизические работы на соду [182], а в 1986–1991 гг. Соляноозерным отрядом проведены поисково-оценочные работы [144]. Рапа озера относится к содовому хлоридно-натриевому типу и характеризуется следующими средними качественными показателями (в %): Na_2CO_3 – 0,737, NaHCO_3 – 0,524, сумма карбонатов – 1,068, Na_2SO_4 – 0,307, NaCl – 1,654, объемная плотность – 1,0239 т/м³. По данным технологических испытаний рапы была получена сода I сорта. По качественным показателям рапа озера отвечает техническим требованиям, предъявленным к поверхностной рапе Михайловского месторождения соды. Технологическая схема эксплуатации месторождения предусматривает получение соды-сырца в садочных бассейнах с последующей переработкой в соду кальцинированную, а маточных растворов – на щелочной компонент для производства шлакощелочных бетонов. В настоящее время вода озера используется на курорте Лебяжье в лечебно-питьевых целях, при разбавлении она рекомендуется для лечения заболеваний печени, гортани, желудка и других. Запасы по категории С₁ составили (млн т): поверхностной рапы – 80,282, NaCO_3 – 0,5917, NaHCO_3 – 0,4207, суммы Na_2CO_3 – 0,8574, Na_2SO_4 – 0,2465, NaCl – 1,3279, KCl – 0,0321, NaBr – 0,0032 [144]. Запасы протоколом НТС ГГП «Запсиб-геология» были приняты к сведению и классифицировались по категории С₂. Месторождение не эксплуатировалось. Кроме соды возможно извлечение хлористого натрия и сульфата. Госбалансом не учтено. При необходимости вовлечения месторождения в эксплуатацию потребуются в районе озера исследовать участки под испарительные и осадочные бассейны [178].

Основным объектом, перспективным на соду в пределах всей исследуемой площади, является оз. Горько-Перешеечное (южное) с его рапой, грунтовыми и подземными водами [182]. По данным предварительного (по изопахитам) подсчета запасов соды в рапе оз. Горько-Перешеечное с учетом изоглубин и соответствующих площадей в данных контурах, они оцениваются в количестве 1,877 млн т категории С₂, а NaCl – 20,086 млн т, при следующих параметрах: площадь – 41,5 км²; мощность – 2,2 м; минерализация рапы в озере – 48 г/дм³; содержание отдельных солей в рапе: NaCl – 22 г/дм³; Na_2CO_3 – 22,5 г/дм³ [182].

Вокруг озера геофизическими методами зафиксирована аномалия низких сопротивлений как в интервале до 15 м, так до 25 м и до 50 м. На участке двумя гидрогеологическими скважинами вскрыты минерализованные воды (4,0–9,0 г/дм³). Дебиты скважин составляют 0,24–0,6 л/с. Общие прогнозные ресурсы категории Р₂ по водоносным горизонтам до глубины 15, 25 и 60 м оцениваются в количестве (млн т): Na_2CO_3 – 10,922, NaCl – 23,84 [182].

В проявлениях соды (II-1-3, 4; III-1-5, 6; III-2-4) площадь озер колеблется от 0,08 до 12,6 км², мощность рапы – от 0,5 до 2,5 м, содержания Na_2CO_3 в рапе – от 5,0 до 52,0 г/дм³. Суммарные прогнозные ресурсы Na_2CO_3 категории Р₂ – от 0,0074 до 0,16695 млн т, в том числе в рапе – от 0,00098 до 0,166950 млн т [182].

СОЛИ СМЕШАННОГО СОСТАВА

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ И СОДА

Представлены тремя проявлениями: оз. Валовое (II-2-8), оз. Кривое (III-1-7), оз. Горчина (IV-3-8). Площадь озер – 0,15–0,7 км², мощность рапы – 0,3–1,5 м; содержания: NaCl – 8,0–285 г/дм³, Na₂CO₃ – 8,2–199 г/дм³. Прогнозные ресурсы категории P₂ в рапе: NaCl – 0,00224–0,0513 млн т, Na₂CO₃ – 0,000801–0,03582 млн т; суммарные прогнозные ресурсы категории P₂: NaCl – 0,0032–0,853 млн т; Na₂CO₃ – 0,000801–0,0224 млн т [182].

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ И СУЛЬФАТЫ НАТРИЯ

Выделено два проявления: оз. Шуба (IV-1-5), Сухая котловина оз. Шуба (IV-1-6), оз. Сумное (IV-3-10). Мощность рапы – до 0,6 м; содержание в рапе NaCl – до 0,712 %, Na₂SO₄ – до 0,3 %, суммарные прогнозные ресурсы категории P₂ оцениваются в количестве: NaCl – 0,1224–0,401 млн т, Na₂SO₄ – 0,009696–0,219 млн т [182].

СУЛЬФАТЫ НАТРИЯ И СОДА

Выделено пять проявлений: оз. Бычье (I-1-9), оз. Горькое (I-1-10), оз. Бычье, восточная часть (I-2-10), оз. Валовое, северная часть (II-2-6), оз. Ляпуниха (IV-1-10). Площадь озер – 0,2–3,2 км², мощность рапы – 0,5–2,5 м; содержание солей в рапе: Na₂SO₄ – 3,0–20,2 г/дм³, Na₂CO₃ – 1,5–5,1 г/дм³; ресурсы солей в рапе: Na₂SO₄ – 0,0009–0,575 млн т, Na₂CO₃ – 0,00081–0,0345 млн т. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₂ оцениваются в количестве: Na₂CO₃ – 0,00081–4,960658 млн т, Na₂SO₄ – 0,0009–2,44108 млн т [182].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

На площади листа разведано одно среднее по запасам и два малых месторождения питьевых подземных вод, характеризующихся следующими балансовыми запасами (тыс. м³/сут): Сростинское (I-4-2): категорий А – 4,1, В – 2,6, С₂ – 26,4, всего – 33,1 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 523 1983 г.); Верхневолчихинское (I-2-4): категорий А – 7,6, В – 4,4, С₁ – 2, всего – 14 (ТКЗ ПГО «Гидроспецгеология» № 582 1987 г.); Озерно-Кузнецовское (III-2-11): категорий А – 1,7, В – 1,3, всего – 3 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 498 от 29.07.1981 г.). Эксплуатируется Озерно-Кузнецовское месторождение. Тип месторождений – месторождения артезианского бассейна. По химическому составу воды – гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-магниево-натриевые, а также гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфидные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые. Минерализация – 0,2–0,78 г/л. Жесткость общая – 2,8–9 мг-экв/л, устранимая – 1,1–3,5 мг-экв/л. Водоносные горизонты представлены разнородными песками, песками с гравием и гравийно-галечниковыми отложениями нижнеолигоценного, средне-верхнемиоценового и средне-верхнеплейстоценового возраста. Глубина залегания кровли колеблется от 2,0 до 250,0 м, мощность водовмещающих отложений – 3,5–62,0 м. Удельный дебит – 0,8–3,96 л/с, коэффициент фильтрации – 9–23,9, водопроницаемость – 537–1 211 м²/сут.

На площади листа также действует пять водозаборов (I-2-1; II-4-48, 55, 56; IV-1-8) питьевых подземных вод. Эксплуатируются водоносные горизонты нижнего–верхнего плиоцена. Водоотбор по водоносным горизонтам, соответственно, составляет (тыс. м³/сут): 0,0366, 0,0049, 0,1914, 0,1248 и 0,0215.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ВОДЫ

На описываемой площади разведано пять малых месторождений технических подземных вод, характеризующихся следующими балансовыми запасами категорий А+В+С₁ (тыс. м³/сут): Волчихинское, уч. Боровой Форпост (I-1-3) – 4,11 (НТС ПГО «Гидроспецгеология» от 18.09.1989 г.); Волчихинское, уч. Усть-Волчихинский (I-1-2) – 2,055 (ТКЗ ПГО «Гидроспецгеология» № 582 от 05.02.1987 г.); Симоновское (II-2-14) – 4,9 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 498 от 29.07.1981 г.); Угловское (IV-1-12) – 6,9 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 473 от 01.02.1979 г.);

Великооктябрьское (IV-1-3) – 7,1 (ТКЗ ПГО «Запсибгеология» № 498 от 29.07.1981 г.). Эксплуатируется Великооктябрьское месторождение. Тип месторождений – месторождения артезианского бассейна. По химическому составу воды сложные: гидрокарбонатные смешанные по катионному составу, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциево-магниевые. Минерализация – 0,2–1 г/л. Жесткость общая – 1,9–7,8 мг-экв/л, устранимая – 0,4–7,39 мг-экв/л. Водоносные горизонты представлены разнородными песками с гравием и галькой, гравийно-галечниковыми отложениями верхнеолигоцен–миоценового, нижнеплиоценового и эоплейстоценового возрастов. Глубина залегания кровли – от первых метров до 158,8 м, мощность водовмещающих отложений – 10,9–68,5 м, удельный дебит – 0,01–5,57 л/с, коэффициент фильтрации – 18,15–38,0, водопроницаемость – 631–1 242 м²/сут.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

Озера Кулундинской степи сосредотачивают крупные залежи лечебных грязей, что может способствовать созданию здесь крупных здравниц. На площади известно два малых месторождения грязей лечебных.

Месторождение оз. Горькое-Перешеечное (II-4-54) открыто в 1963 г., опробовано и разведано в 2002–2003 гг., эксплуатируется с 2003 г. [124, 135]. Площадь – 13 тыс. м². Полезное ископаемое представлено пластичными черными и темно-серыми отложениями с оттенками оливкового и бурого цвета средней мощностью 0,2 м. Донные отложения озера относятся к среднесульфидным высокоминерализованным лечебным грязям Анапской разновидности. Озерная рапа по составу гидрокарбонатно-хлоридная натриевая щелочная с минерализацией 48,2 г/дм³. Плотность – 1 т/м³. Минерализация грязевого раствора – 23,3–44,0 г/дм³. Зольность – 65,2–90,4 % на сухое вещество; рН – 8,5–9,4, влажность – 42,0–55,14 %, объемный вес – 1,0–1,6 г/см³, теплоемкость – 0,53–0,64 кал/г град. Засоренность частицами от более 0,25 до 5 мм изменяется в пределах 29,26–36,3 %. Минеральные включения размером более 5 мм отсутствуют. Радиологическая оценка донных отложений благоприятная, ограничений по применению грязей нет. В рапе присутствует борная кислота в количестве 45,4 мг/дм³. Санитарно-бактериологическое состояние рапы благополучное. Показания для пелоидотерапии с использованием таких грязей общие: заболевания нервной системы, опорно-двигательного аппарата, органов дыхания, системы пищеварения, урологические, гинекологические, кожные, ЛОР-органов. Балансовые запасы категорий В+С₁ – 2,67 тыс. м³ или 3,47 тыс. т (Протокол ТКЗ № 36 при ГУПР по Алтайскому краю за 2003 г.). На месторождении также подсчитаны средняя мощность и запасы косовых отложений (пелоидов) – 1,1 тыс. м³. Разработка предполагается вручную из-под воды с производительностью до 200 т/год.

Месторождение Лебяжинское (оз. Перешеечное) (II-4-49) ранее служило грязевой базой курорта Лебяжье. Расположено на перешейке между озерами Северным и Южным Горько-Перешеечными [181, 196]. В настоящее время озеро Перешеечное пересыхает и с озером Горьким соединяется небольшим ручьем. Площадь озера – 1,2 км². Пласт лечебной грязи мощностью 0,1–0,4 м залегает под слоем современных аллювиальных и озерных отложений мощностью 0,3–0,5 м. Грязь темно-серого цвета с запахом сероводорода. По составу грязи сульфатно-хлоридно-натриевые с минерализацией 6,6 г/л. В твердой фазе отмечаются фосфат кальция, гипс, карбонаты кальция и магния, глинистый остов. Грязи относятся к типу высокощелочных сероводородных иловых грязей. Забалансовые запасы грязей – 0,25 млн м³. В настоящее время грязи находятся под угрозой надвигающихся со стороны оз. Горькое донных песков, засыпающих грязевую залежь.

Образование сероводородных иловых грязей происходило в соленом водоеме при поступлении в донные отложения тонких глинистых частиц, наличии органических веществ и восстановительных условиях, при которых происходит восстановление сульфатов до сероводорода.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь относится к районам двухъярусного строения. Каледонско–герцинские образования рудных поясов, входящие в состав блоково-складчатого палеозойско–мезозойского фундамента, повсеместно перекрыты мощным чехлом рыхлых мезо–кайнозойских образований верхнего структурного этажа.

Формирование месторождений и проявлений полезных ископаемых района проходило на протяжении длительного периода времени. Выделяются основные и неравноценные по значению и объемам оруденения металлогенические эпохи: каледонская (ранний–средний палеозой), герцинская с возможным подразделением на раннегерцинскую (ранний девон–ранний карбон) и герцинско–киммерийскую (карбон–юра), альпийская (мел–квартер).

Металлогеническое значение **каледонской эпохи** определяется возможными первичными накоплениями золота, меди, хрома, никеля, кобальта в субстрате иртышского метаморфического комплекса и породах офиолитовой ассоциации, чем, возможно, обусловлена повышенная золотоносность Иртышской зоны смятия с выделением здесь Северо-Прииртышского золото-меднорудного района.

Наиболее продуктивной для месторождений полиметаллических руд, железа, золота, вольфрама, молибдена, редких металлов была **герцинская металлогеническая эпоха**. В Рудно-Алтайском полиметаллическом поясе промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения (с золотом и серебром) сформировались на ранней стадии герцинского цикла, соответствующему активно-окраинно-континентальному этапу развития района, а со второй половины раннего девона (с эмского времени) – морскому этапу фронтальной дуги в районах активного риолитоидного вулканизма. На поздних стадиях этапа после внедрения субвулканических интрузий кислого состава сформировано оруденение золота и серебра с сульфидами меди, свинца, цинка. В Западно-Калбинском золоторудном поясе каменноугольные морские образования служат вмещающей средой для плутоногенного гидротермального оруденения большинства золото-кварцевожильных полей. Поздние герциниды характеризуются наземными условиями литогенеза и осушением бассейна седиментации. Ведущая роль здесь принадлежит месторождениям золото-мышьяково-углеродистой формации (бакырчикский тип). В Калба-Нарымском редкометалльном поясе позднегерцинское оруденение (Ta, Nb, Li, Cs, Be, Sn, W), сопровождающее крупный Калба-Нарымский гранитоидный пояс, представлено многими редкометалльными месторождениями разных генетических типов, связанных с пермскими гранитами калбинского и монастырского типов.

Позднегерцинско–киммерийская металлогеническая эпоха в целом соответствует коллизионно-внутриплитному этапу развития района и характеризуется едиными рудными комплексами в пределах выделенных металлогенических таксонов. При этом многие рудоносные гранитные плутоны и рудоносные зоны в мезозое и кайнозое были значительно денудированы или уничтожены полностью. Данная эпоха на ранней стадии проявлена месторождениями остаточных кор выветривания (W, Sn, Au, каолины) [59], а на поздней – россыпными месторождениями (Au, Ta, Sn, W, Ti, Tr). Россыпи преимущественно ближнего сноса – делювиально-пролювиальные ложковые, аллювиальные смешанные. Признаки подобных россыпей по данным буровых работ, проведенных при ГДП-200, широко развиты на площади листа, но характеризуются значительной глубиной залегания и поэтому практического интереса в настоящее время не представляют. На протяжении всего данного периода формировался комплекс горючих полезных ископаемых с мелкими месторождениями и проявлениями каменного и бурого угля, связанного с континентальным осадконакоплением в условиях межгорных и приразломных локальных прогибов (Новоалександровский прогиб, Ненашевская впадина), озер и болот с формированием отложений лимнической сероцветной угленосной молассы. В западной части района на смежных площадях в пределах Западно-Калбинского пояса в условиях остаточного

межконтинентального прогиба формировалось золотое оруденение в черносланцевых терригенных толщах с повышенной углеродистостью, а в пределах Калба-Нарымского пояса – редкометалльное оруденение в связи с внедрением батолитов гранитовой формации (раннемермский калбинский комплекс). В Иртышской зоне смятия им по времени соответствует менее продуктивный рудный комплекс золота и меди с формированием оруденения медно-колчеданного и золото-кварцевожильного типа, связанного с синколлизонным метаморфизмом и внедрением интрузий прииртышского комплексов. Здесь выделен Северо-Прииртышский золото-меднорудный район и прогнозируемый Балансорский золоторудный узел.

Альпийская металлогеническая эпоха, по времени соответствующая внутриконтинентальному платформенно-неорогеному этапу развития региона, знаменательна, прежде всего, формированием рудного комплекса месторождений и проявлений кор выветривания (на ранней платформенной стадии), гидрогенного урана, огнеупорных глин, россыпей тяжелых металлов, главным образом золота, и скопления солей различного состава. К концу мезозоя и кайнозойю приурочено формирование Урало-Енисейского урановорудного пояса с месторождениями экзогенного генезиса в связи с зонами пластового окисления в терригенных толщах (песчаниковый тип), на рассматриваемой площади представленного Коростелевской и Западной прогнозируемыми урановорудными зонами. В кайнозойский период также происходило образование месторождений торфа, сапропелей, различных солей, гипса, глин, песка и подземных вод.

Территория листа М-44-III имеет сложное геологическое строение и охватывает фрагменты трех рудных поясов: **Западно-Калбинского золоторудного** (1 Au/D₃-P₂), **Калба-Нарымского редкометалльного** (2 R,Sn,W/C₂-P₂) и **Рудно-Алтайского полиметаллического** (4 Zn,Pb,Cu/D₁₋₃) [11, 13, 23, 60, 72]. Между рудоносными структурами Калба-Нарымского и Рудно-Алтайского поясов может быть выделена **Иртышская золото-меднорудная зона** (3 Cu,Au/D₁-P₁). Рыхлые мезо-кайнозойские образования верхнего структурного этажа на рассматриваемой территории находится на площади Кулундинского района соленакопления Предалтайской равнинной области распространения нерудных полезных ископаемых [157], граница которых проходит южнее площади листа. Здесь также выделяется **Урало-Енисейский урановорудный пояс** (5 U/MZ-KZ) с **Бийско-Барнаульским потенциальным рудным районом** (5.1 U/MZ-KZ), сформировавшийся в мезозойскую эпиколлизонную металлогеническую эпоху и в кайнозое.

Западно-Калбинский золоторудный пояс занимает незначительную площадь в юго-западной части листа и примыкает к Калба-Нарымскому поясу. Западной границей является Теректинский региональный глубинный разлом. Основной металлогенический профиль определяют золоторудные гидротермальные месторождения и многочисленные аллювиальные россыпи, сконцентрированные в Мукурском, Бакырчикском и других рудных районах Казахстана [79, 118]. При этом наиболее крупные месторождения золото-мышьякового типа оруденения РК локализируются среди черносланцевых и сероцветных отложений (C₂₋₃) с повышенной углеродистостью вместе с гранитоидными батолитами калбинского комплекса, составляющих вещественную основу Западно-Калбинской СФЗ. На площади листа описываемый пояс представлен мелким фрагментом Борисовского массива гранитов калбинского комплекса, рудной минерализации в котором в настоящее время не выявлено.

Калба-Нарымский редкометалльный пояс примыкает непосредственно к Иртышской золото-меднорудной зоне, граница с которой проходит по Калба-Нарымскому региональному разлому. На юго-западе граничит с Западно-Калбинским поясом по Теректинскому глубинному разлому. Общая протяженность пояса в пределах структур Большого Алтая более 800 км, при ширине от 5 до 48 км. На российской территории (лист М-44-IX) происходит резкое уменьшение ширины локализирующего данный пояс Калба-Нарымского мегаблока с 10–12 до 2 км [190], а на рассматриваемой площади последний занимает узкую полосу в западной части листа. Предполагается, что на ранней стадии формирование слагающих вещественную основу мегаблока углеродистых извесковисто-терригенных отложений (на площади листа – такырской серии аспидной формации) проходило в условиях относительно глубоководного бассейна склона глубоководного желоба Алтайской активной континентальной окраины. В позднюю стадию, уже на коллизонном этапе сформировался крупный пояс гранитоидных батолитов, сопровождавшийся редкометалльным оруденением разных генетических типов [35, 64, 94, 115, 119]. Кроме редких металлов территория перспективна на золото [36, 104, 190]. Проведенными работами подтверждается золото-редкометалльная специализация рудного пояса. Двумя пробуренными скважинами здесь установлены повышенные содержания золота, вольфрама, урана, кобальта, меди и цинка.

Рудно-Алтайский полиметаллический пояс занимает значительную часть описываемой площади листа и представлен **Рубцовским полиметаллическим рудным районом** (4.1 Zn,Pb,Cu). Формирование рудного пояса происходило на этапе активной континентальной

окраины в герцинскую металлогеническую эпоху. В настоящее время сохранилась только часть девонских структур Рудно-Алтайского полиметаллического пояса, в значительной степени перестроенных происходившими (в конце раннего карбона и в верхнем палеозое) деструкциями, связанными с коллизионными событиями: складчатостью, надвиговыми перекрытиями и перемещениями блоков по региональным сдвигам, а также последующей денудацией.

Герцинские структуры Рудно-Алтайского пояса имеют северо-западное простирание, располагаются в восточной части листа и осложнены наложенными приразломными прогибами аккреционно-коллизионной и рифтогенной эпиколлизионной стадий. Продуктивные отложения рассматриваемой площади входят в Рубцовский рудный район, на территории листа М-44-III охватывающий Новогорьевскую структурно-формационную подзону с локализирующей основную часть оруденения девонским Шубинско-Новогорьевским прогибом и небольшой фрагмент Ивановского грабена Рубцовской подзоны. Наиболее древние породы района описываемой площади – песчано-сланцевые образования силура–раннего девона (корбалихинская толща). Девонские отложения представлены осадочно-вулканогенным комплексом: мельничной, заводской и каменевской свитами. Также распространены осадочные отложения юры, выполняющие наложенные мульды. Магматические образования представлены гранитоидными интрузиями волчихинского комплекса, вулканитами формации натриевых риолитов и базальт-андезит-риолитовой формаций с широким развитием субвулканических риолитов, андезитов и долеритов мельнично-сосновского и каменевского комплексов. Отмечается группировка проявлений и пунктов минерализации по латерали, что позволяет выделить перспективные площади. По целому ряду признаков можно предполагать замыкание Рубцовского рудного района севернее площади данного листа, о чем свидетельствует сокращение мощности девонского вулканогенного разреза отложений, общее снижение их рудоносности с юго-востока на северо-запад и вероятное выклинивание Рудно-Алтайского мегаблока (Рудноалтайского пояса), что сопровождается уменьшением его общей ширины с 80 (в районе Змеиногорска) до 50 км, а ширины развития продуктивных девонских толщ с 50 км до 10 или даже менее километров на площади листа М-44-III.

Иртышская золото-меднорудная зона выделена в пределах Иртышской СФЗ (зоны смятия) и представлена **Северо-Прииртышским золото-меднорудным районом** (3.1 Cu,Au). Ранее [30, 31, 190] данная зона и Прииртышский рудный район недостаточно обосновано были включены в состав Рудно-Алтайского полиметаллического пояса [13, 115]. Юго-восточнее рассматриваемой территории в пределах Иртышской зоны известен ряд золоторудных объектов, а на площадь листа с юга [104, 190] протягивается *прогнозируемый Балансорский золоторудный узел* (3.1.1 Au) с локализацией проявлений и пунктов минерализации золота, меди, серебра в кристаллических сланцах средне-позднепалеозойского иртышского метаморфического комплекса и метаморфизованных известковисто-терригенных отложениях орловской свиты.

Ниже приводится краткая характеристика региональных и локальных рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков основных видов полезных ископаемых, выявленных на площади листа.

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ И БУРЫЙ

В коллизионно-внутриплитный этап развития в наложенных приразломных прогибах ранней аккреционно-коллизионной стадии формировались пласты каменного угля. Проявления каменного угля, развитые в отложениях малоульбинской свиты среднего карбона на смежной территории, на площади листа в данных образованиях не установлены. В юрское время, в период континентального этапа развития территории, в наложенных приразломных прогибах поздней эпиколлизионной стадии накапливались бурые, переходящие в каменные угли, проявления которых выделены в *прогнозируемый Ненашевский узел угленакопления* (0.0.1 УБ/J₁₋₂). Из-за слабой изученности закономерности размещения пластов бурого угля в луговской свите юры не изучены.

МЕДЬ, СВИНЕЦ, ЦИНК (С ЗОЛОТОМ И СЕРЕБРОМ)

Данный комплекс полезных ископаемых, являющийся ведущим, наиболее широко представлен в пределах Рудно-Алтайского полиметаллического пояса. Размещение основного полезного ископаемого – колчеданно-полиметаллического оруденения рудноалтайского типа в Рубцовском рудном районе подчинено определенным закономерностям, характерным для всего Рудного Алтая и контролируется благоприятным сочетанием структурных, литолого-стратиграфических, магматических и др. факторов [30, 31, 128, 177, 190].

Региональный структурный контроль оруденения обусловлен приуроченностью Рудно-Алтайского пояса к сложной узко-линзовидной «пулл-апарт» структуре рифтогенного типа, сформированной во фронтальной зоне (энсиалическом сегменте) девонской активной континентальной окраины и ограниченной Иртышско-Маркакольским и Локтевско-Маркакольским глубинными разломами. Данные линеаменты и связанные с ними более мелкие нарушения по периферии локальных зон сжатия (Алейское и Рубцовское поднятия), ограничивающие более мелкие «пулл-апарт» бассейны и соответствующие им рудные районы (в том числе и Рубцовский рудный район листов М-44-III и М-44-IV), контролируют размещение основных девонских палеовулканических аппаратов и основных рудных объектов.

Структурный контроль более локального уровня проявлен на смежной территории листа М-44-IV и обусловлен линейным (поясовым) простираем полей и месторождений Рубцовского района с их приуроченностью к зонам схождения разломов разного типа. В размещении рудных полей и месторождений большую роль играют дизъюнктивные нарушения субмеридионального (в начальную и заключительную стадии), северо-западного и субширотного направлений, которые являются наиболее древними, но неоднократно подновлявшимися в средне- и позднепалеозойское время. Во многих случаях они определяют конфигурацию и масштабы рудных объектов.

Структурно-формационный контроль заключается в приуроченности основного объема оруденения к периферическим частям крупных палеовулканических аппаратов и вулканоплутонических структур с широким развитием здесь отложений, рудовмещающих карбонатно-терригенно-туффитовой и вулканогенно-осадочных формаций с вулканитами формации натриевых риолитов (кварц-кератофировой) и базальт-андезит-риолитовой формации, часто проявленных субвулканической и экструзивной фациями. На площадях прогнозируемых Новогорьевского рудного узла и Шубинского рудного поля пункты минерализации полиметаллически-колчеданной и медно-колчеданной рудных формаций приурочены к области сопряжения синклинальных и антиклинальных структур. Как правило, в пределах этих областей развиты разрывные нарушения северо-восточного плана и мелкие субвулканические инъекции риолитов. При этом отдельные пункты минерализации приурочены к разрывным нарушениям и контролирующими ими зонам гидротермальной проработки [169, 179].

Стратиграфический контроль выражается в приуроченности месторождений и проявлений колчеданно-полиметаллической формации к нескольким основным рудоносным уровням (в пределах всего Рудного Алтая – до 10). На российской части территории Рудно-Алтайского полиметаллического пояса, как наиболее продуктивные, выделяются три стратоевровня: эмс-эйфельский змеиногорский (мельничная свита), живетский золотушинский (заводская свита) и франский рубцовско-таловский (с двумя предполагаемыми подуровнями – раннефранским корбалихинским и фран-раннефаменским) [111]. Для Рубцовского рудного района стратиграфический фактор выражается в размещении основного объема колчеданно-полиметаллического (и полиметаллического) оруденения на двух основных рудоносных стратиграфических горизонтах общего раннефранского подуровня (конец живета-ранний фран): нижнекаменевском и верхнекаменевском (рис. 13). В то же время наиболее благоприятным для поисков промышленного колчеданно-полиметаллического оруденения на площади листа можно считать единый стратиграфический уровень, включающий в себя преимущественно терригенные отложения заводской свиты и существенно вулканогенные образования каменевской свиты [169, 179].

Литологический контроль выражается в приуроченности рудных объектов к контрастным по составу пачкам пород с четкой анизотропией. В разрезе рудовмещающих толщ нижнего рудоносного горизонта преобладают осадочные породы, а верхнего – вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Рудные тела обычно приурочены к участкам разреза с более частым чередованием различных по составу и физико-механическим свойствам слоев по сравнению с выше- и нижележащими безрудными отложениями. На смежной территории листа М-44-IV большинство месторождений расположено на контактах существенно осадочных и вулканогенных толщ. Нередко месторождения приурочены преимущественно к осадочным отложениям (Таловское, Рубцовское, Захаровское), но вблизи массивов и межпластовых интрузивных залежей риолитоидов. В пределах площадей прогнозируемых Новогорьевского рудного узла и Шубинского рудного поля большинство пунктов минерализации локализуется в алевролитах и в пачках часто переслаивающихся известковых и кремнистых алевролитов, песчаников, туфов с субсогласными инъекциями риолитов.

примесей (Cd, Ag, Bi, Mn, As, Sb) и устойчивым изотопным составом самородной серы, близким к метеоритному, что свидетельствует о стабильном существенно ювенильном источнике серы. Особенности локализации оруденения указывают на эпигенетический гидротермально-метасоматический способ его формирования, связанный с поствулканической деятельностью и сопутствующими тектоническими процессами. Некоторые пункты минерализации в пределах района, пространственно связанные с гранитоидами и субвулканическими образованиями верхнего девона, неблагоприятными для локализации промышленного оруденения, развиты на флангах полиметаллических месторождений [160, 169, 179]. Это положение приемлемо и к площадям прогнозируемых Новогорьевского узла и Шубинского рудного поля, где на флангах зон развития субвулканических образований размещены пункты с колчеданно-полиметаллической и медно-колчеданной минерализацией и геохимические аномалии.

Метасоматический контроль оруденения заключается в присутствии окolorудных метасоматитов. Метасоматиты стадии дорудного выщелачивания представлены альбитовыми серицит-кварцевыми метасоматитами, аргиллизитами, метасоматитами с парагенезисом доломит+анкерит+хлорит+кварцит и т. д. Метасоматиты рудной стадии накладываются на брекчированные метасоматиты дорудной стадии, локализуются в тектонитах и сопровождаются магниезальным метасоматозом стадии осаждения. Метасоматиты стадии осаждения сменяются серицит-кварцевыми, галлуазит-гидрослююдисто-кварцевыми породами стадии полного выщелачивания с полиметаллической минерализацией. Жильное оруденение сопровождается метасоматические руды и отмечается, главным образом, в брекчированных метасоматитах в лежачем боку рудных тел.

Геохимические факторы. Комплексные геохимические аномалии полиметаллического (Pb, Ag, Zn, Ba, Sb, As, Au) и колчеданно-полиметаллического (Zn, Cu, Pb, Mo, Co, Ni) профилей отражают рудные объекты разного масштаба – от рудопроявлений до месторождений и рудных полей. В зависимости от уровня эрозийного среза первичные геохимические ореолы делятся на надрудные и подрудные. В пределах месторождений на смежных площадях Рубцовского района наблюдается геохимическая зональность рудных тел, заключающаяся в увеличении доли свинца по отношению к меди и цинку от подошвы к кровле и от центра к флангам рудных тел (месторождений).

Геофизические факторы. В связи с тем, что площадь Рубцовского рудного района почти полностью закрыта чехлом рыхлых отложений, геофизические факторы играют большую роль при определении геологического строения региона и поиске оруденения. Колчеданно-полиметаллическое оруденение фиксируется геофизическими аномалиями: вызванной поляризации (ВП), естественного поля (ЕП), областями повышенных значений поля Δg (нижний уровень) или переходными зонами от максимумов Δg к минимумам Δg (верхний уровень) в полях гравитационного минимума. Магнитное поле рудного района существенно положительное с «окнами» отрицательных или нормальных значений, связанных с участками немагнитных пород. Наличие таких окон является обязательным типичным признаком рудных полей, что позволяет отбраковать комплексные положительные гравимагнитные аномалии, связанные с интрузиями основного состава.

В пределах Северо-Прииртышского золото-меднорудного района медное и полиметаллическое оруденение имеет подчиненное значение и представлено пунктами минерализации с бедными содержаниями металлов. Литологический контроль оруденения, заключающийся в его приуроченности к образованиям иртышского метаморфического комплекса, вероятно, имеет подчиненное значение. Магматический контроль заключается в парагенетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения с гранитоидами прииртышского комплекса.

ВОЛЬФРАМ

Бедное шеелитовое оруденение вероятно связано с субвулканическими образованиями каменевского комплекса, а также с гранитоидами прииртышского комплекса. Шеелит наблюдается в ассоциации с золотом. Учитывая низкие содержания вольфрама, шеелит-кварцевое оруденение мало перспективно, но может указывать на перспективность площади на золото-редкометалльное оруденение.

ЗОЛОТО, СЕРЕБРО

Закономерности локализации золота и серебра как сопутствующих элементов в рудах полиметаллически-колчеданной и медно-колчеданной рудных формаций Рубцовского рудного района охарактеризованы выше. Кроме этого, золото отмечается в гранитоидах четвертой фазы

волчихинского комплекса. В Северо-Прииртышском рудном районе повышенные содержания золота установлены в плагиогранитах прииртышского, кристаллических сланцах иртышского, перидотитах сарбасского комплексов и в рыхлых кайнозойских образованиях. Все объекты, золоторудной кварцевой рудной формации, находящиеся в пределах прогнозируемого Балсансорского золоторудного узла, контролируются магматическим фактором и связаны с гранитоидами прииртышского комплекса. Благоприятным структурным фактором является наличие многочисленных зон рудовмещающих дислокаций и широкое развитие кварцевых жил «метаморфогенного происхождения», залегающих согласно со слоистостью вмещающих пород [73, 190]. В Калба-Нарымском редкометалльном поясе повышенные содержания золота наблюдаются в алевролитах такырской серии и в корях выветривания по ним, а также в рыхлых кайнозойских образованиях.

УРАН

Площадь листа расположена в южной части Урало-Енисейского урановорудного пояса, в пределах которого выявлены Михайловское, Смоленское и другие гидрогенные месторождения урана. По данным СФ «Березовгеология», данная территория характеризуется отчетливой проявленностью поисковых критериев и признаков гидрогенного уранового оруденения, связанного с выклиниванием зон грунтового и пластового окисления: 1) приуроченность к краевой части крупного артезианского бассейна с инфильтрационным режимом питания и очагами разгрузки подземных вод; 2) широкое распространение в области питания подземных вод специализированных на уран магматогенных пород кислого состава и черносланцевых толщ; 3) залегание мезо–кайнозойского чехла на складчатом основании, сложенном преимущественно терригенно-карбонатными и сланцевыми толщами, прорванными специализированными на уран гранитоидными интрузиями; 4) наличие в отложениях чехла первично сероцветных, хорошо проницаемых песчаных горизонтов, обладающих повышенной восстановительной емкостью, ограниченных выдержанными пластами водоупоров; 5) смена по мере удаления от областей питания урансодержащих кислородных вод восстановительными; 6) проявленность процесса эпигенетического окисления сероцветных терригенных отложений, сопровождавшегося осаждением урана на выклинивании зон пластового и грунтового окисления; 7) расположение площади в пределах Урало-Енисейского урановорудного пояса с оруденением палеодолинного типа и на выклинивании зоны пластового окисления.

Плитный комплекс сложен юрско–меловыми и палеоген–неогеновыми отложениями, в разрезе которых хорошо проницаемые песчаные и гравийно-галечные отложения чередуются с горизонтами глин, являющихся региональными водоупорами. Кислородные воды вблизи области питания характеризуются содержаниями урана до $(40-90) \cdot 10^{-6} \%$ при фоновом $n \cdot 10^{-7} \%$. По мере удаления от области питания кислородсодержащие воды сменяются на восстановительные, содержания урана в водных пробах падают до $(0,1-2,4) \cdot 10^{-6} \%$, что способствует формированию урановых концентраций на выклинивании зоны пластового окисления (Михайловское месторождение, проявления «Знамя Коммунизма» и № 65, скв. 13 ГДП-200) и в бортовых частях палеодолин (проявление Островное и др. на листе М-44-IV).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неметаллические полезные ископаемые развиты преимущественно среди рыхлых кайнозойских образований верхнего структурного этажа, где доминирующим для их локализации является литологический фактор. Наиболее широкое распространение имеют глинистые и песчаные породы, залегающие в виде покровных образований практически повсеместно и часто имеющие золотой генезис. Глины огнеупорные являются составной частью коры выветривания по терригенным породам. Проявления гипса конкреционного типа приурочены к глинистым отложениям рубцовской свиты раннего неогена, образованных при разрушении и переотложении продуктов кор выветривания. Предполагается, что образование гипса в предгорьях Рудного Алтая обусловлено сносом солей серы с полиметаллических сульфидных месторождений в процессе их окисления и выветривания [102]. В многочисленных современных озерах происходит накопление сапропелей и различного состава солей. Образование последних происходит в бессточных котловинах в условиях дефицита влажности (превышение испарения над осадками в 1,5–2 раза и более).

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Изученная территория имеет средние перспективы на открытие промышленных месторождений полиметаллов, золота и урана. Перспективы площади на уголь, черные, цветные (кроме меди, свинца, цинка) и редкие металлы оцениваются отрицательно и прогнозные ресурсы по ним не подсчитываются. Оценка прогнозных ресурсов торфов, сапропелей и солей по отдельным месторождениям и проявлениям проведена ранее (глава «Полезные ископаемые»). Учитывая, что для более северной части Кулундинской впадины характерно наличие многочисленных и крупных соляных озер, в которых сосредоточены значительные запасы минеральных солей (сульфат натрия, поваренная соль, природная сода, соли магния и брома, гипс), часть из которых эксплуатируется [102], экономическое значение ресурсного потенциала соляных озер территории описываемого листа в настоящее время незначительное. Прежде всего это обусловлено слабой изученностью соляных озер и отсутствием потребителей солей. Аналогичная ситуация характерна и для сапропелевых озер.

МЕДЬ, СВИНЕЦ, ЦИНК (С ЗОЛОТОМ И СЕРЕБРОМ)

Перспективы на выявление полиметаллических месторождений связаны с девонской колчеданно-полиметаллической формацией Рудного Алтая и локализуются в пределах **Рубцовского рудного района**. В настоящее время фонд легко открываемых месторождений этого типа исчерпан. Необходимо сосредоточить усилия на выявлении глубоко залегающего (до 1 000 м) скрыто-погребенного оруденения, оценке на глубину известных рудных объектов, перспективных геохимических и геофизических аномалий, зон гидротермально измененных пород, находящихся в благоприятной геолого-структурной позиции. Такого типа объекты предполагаются на выделенном Новогорьевском прогнозируемом рудном узле.

Прогнозируемый Новогорьевский полиметаллический рудный узел (4.1.1 Zn,Pb,Cu) расположен в крайней северо-западной части Рубцовского рудного района. Здесь работами по ГГК-50 [181] и при общих поисках [179] установлено широкое развитие вулканогенно-осадочных рудолокализирующих отложений заводской и каменевской свит (живетский и позднеживетско-раннефранский рудоносные уровни) и субвулканических образований различного состава каменевского комплекса. Мощность мезо-кайнозойского рыхлого чехла колеблется от 150 до 290 м. Породы складчатого фундамента разбиты серией крутопадающих разрывных нарушений северо-восточной ориентировки и оперяющих их более мелких нарушений, сопровождающихся интенсивной гидротермальной проработкой и рассеянной сульфидной минерализацией. Выявлены многочисленные пункты минерализации (41) Cu, Pb и Zn, которые относятся к медно-колчеданной (24) и полиметаллически-колчеданной (17) формациям, а также 8 комплексных геохимических аномалий Cu, Pb, Zn, Ag, As, Mo и Co, сопровождающихся ореолами гидротермально измененных пород (окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, аргиллизация, гидрослюдизация, калишпатизация, эпидотизация, баритизация). Длина зоны метасоматически измененных пород по простиранию – 12 км, ширина – 4–9 км [125]. Рассеянная сульфидная минерализация охватывает практически весь разрез девона. Мощность отдельных зон минерализации колеблется в пределах 1,0–42,0 м, а установленная мощность рудовмещающих образований по отдельным скважинам достигает 111,9–177,6 м. Оруденение неравномерное, представлено вкрапленностью, мелкими гнездами (до 0,5–1,5 см) и тонкими прожилками пирита, халькопирита, галенита, сфалерита (клеюфана), редко – самородной медью, купритом, ковеллином, церусситом, борнитом, пирротинном, малахитом, азуритом.

Содержания полезных компонентов низкие и в единичных случаях достигают (%): Cu – 0,3, Pb – 0,57, Zn – 0,7, Ag – 0,003, Ba – 0,3, Co – 0,02, Mo – 0,001, Ni – 0,01. На Au пробы с сульфидной минерализацией не анализировались. Зоны минерализации сопровождаются первичными ореолами рассеяния с максимальными содержаниями (%): Cu – 0,007, Pb – 0,01, Zn – 0,05, Ag – 0,0001, Ba – 0,7, Co – 0,01, Mo – 0,001, Cr – 0,1.

На основании геологических, геохимических и геофизических предпосылок в пределах охарактеризованной площади утверждены по состоянию на 01.01.2003 г. и апробированы ФГУП «ЦНИИГРИ» по состоянию на 01.01.2010 г. прогнозные ресурсы полиметаллических руд категории P₃, в количестве (тыс. т): руда – 3 600, медь – 45, свинец – 100, цинк – 250, при содержаниях, соответственно, 1,6, 4,8, 9,26 % [193]. Глубина оценки 200–1 000 м. Как аналог, использовано Таловское полиметаллическое месторождение. Степень перспективности – средняя, надежность определения – средняя (с/с). Рекомендуются проведение поисковых работ третьей очереди. При обобщении золотоносности и сереброносности Рудного Алтая также проведена оценка Новогорьевского узла на благородные металлы [177]. Прогнозные ресурсы кате-

гории P_3 составляют: руда – 2 800 тыс. т, золото – 0,9 т, серебро – 94 т, при средних содержаниях, соответственно, 0,33 и 33,4 г/т. Ресурсы благородных металлов не апробированы.

Шубинское потенциальное полиметаллическое рудное поле (4.1.0.1 Zn,Pb,Cu) расположено в западной части Рубцовского рудного района. Здесь на площади 72 км² при ГГК-50 Угловской партией [181] и общих поисках на полиметаллическое оруденение в 1982–1987 гг. Лебяжинским отрядом [169] выявлен 41 пункт вкрапленной сульфидной минерализации, вскрытых скважинами в интервале глубин 199,0–439,8 м от поверхности. Мощность рыхлых отложений колеблется от 170 до 321 м. Породы фундамента сложены метаморфизованными терригенными образованиями силура–раннего девона, вулканогенно-осадочными образованиями мельничной, заводской и каменевской свит, прорванными субвулканическими телами каменевского и интрузивными массивами волчихинского комплексов. Широко проявлены разрывные нарушения северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направлений. Выявленные пункты минерализации и геохимические аномалии сопровождаются гидротермально-метасоматическими изменениями пород: пропилитизацией, аргиллизацией, гидрослюдизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием, кальцитизацией, калишпатизацией с часто сопутствующим альбит-серицит-кварцевым и хлорит-серицит-карцевым парагенезисами. Кроме этого, отмечаются цеолитизация, пренитизация, скарнирование, грейзенизация и турмалинитизация [125]. Рудная полиметаллическая минерализация приурочена в основном к аргиллизитовой и пропилитовой зонам, приуроченным к вулканогенно-осадочным и терригенным образованиям каменевской и заводской свит, а также к субвулканическим образованиям каменевского комплекса. Вертикальный размах оруденения достигает 157,6 м, при суммарной мощности интервалов с видимой минерализацией до 23 м (пункт минерализации III-4-2). Минерализация носит гнездово-вкрапленный, вкрапленный, реже прожилково-вкрапленный характер. Оруденение представлено пиритом (до 5–10 %), пирротинном (до 1–2 %), халькопиритом, реже – галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, марказитом. Сульфидная минерализация (за редким исключением) не проверена на содержание благороднометалльного оруденения. Выделены 13 геохимических ореолов Cu, Pb, Zn, Sn, Ba, Co, Ag, Mo, W, As – элементов-индикаторов золотосеребряного оруденения. Содержания металлов в пунктах минерализации и геохимических ореолах не превышают (%): Cu – 0,3, Pb – 0,3, Zn – 0,2, Co – 0,01, Sn – 0,0007, Ba – 0,2, Mn – 0,2, V – 0,2, Ni – 0,02, Mo – 0,03, W – 0,1, As – 0,005, Ag – 0,0009; Au – 0,02 г/т.

По данным скважинной геофизики в северо-восточной части описываемой площади выявлена аномальная зона ВП, перспективная на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Для данной площади также характерно спокойное магнитное поле и наличие высокого градиента гравиметрического поля, что типично для полей, в которых находятся месторождения полиметаллических руд Рудного Алтая. На основании геологических, геохимических и геофизических данных возможные глубины обнаружения промышленного полиметаллического оруденения составляют 600–1 000 м. Приуроченность основной части сульфидной минерализации к позднеживетско–раннефранскому продуктивному уровню, наличие геохимических аномалий колчеданно-полиметаллического типа, метасоматические изменения вмещающих пород позволяют предположить наличие здесь потенциального золото-серебросодержащего колчеданно-полиметаллического оруденения. Прогнозные ресурсы категории P_3 , оцененные до глубины 250 м по линейной продуктивности Таловского рудного поля, составляют (тыс. т): руда – 3 100, цинк – 242, свинец – 120, медь – 40; золото – 1,0 т, серебро – 104 т, при средних содержаниях (% , г/т), соответственно: 7,8, 3,9, 1,3; 0,33, 33,4 [177]. Степень перспективности средняя, степень надежности малая (с/м). Рекомендуются проведение поисковых работ третьей очереди. Прогнозные ресурсы не апробированы.

Новороссийское потенциальное полиметаллическое рудное поле (4.1.0.2 Zn,Pb,Cu) выявлено при проведении ГГК-50 в 1973–1974 гг., в 1975 г. проведено структурно-поисковое бурение [181]. В 1985–1987 гг. Лебяжинским отрядом продолжились поиски полиметаллического оруденения в южной части площади [169]. В геологическом строении площади принимают участие вулканогенно-осадочные породы заводской свиты среднего девона, которые образуют субширотную антиклинальную складку. Западное замыкание складки и южное крыло срезаны гранитоидами Долинского массива волчихинского комплекса. В непосредственной близости к интрузиву вмещающие терригенно-вулканические породы превращены в роговики роговообманковой и пироксеновой фаций. На удалении от контакта развита альбит-эпидотовая фация роговиков. Характерной особенностью является складчато-блоковое строение участка. Новороссийская антиклиналь разбита серией мелких субширотных нарушений на блоки. Разломы сопровождаются мощными зонами дробления, катаклаза, рассланцевания и сопровождаются прожилками кварц-карбонатного и эпидотового состава с сульфидной минерализацией. Рудовмещающими являются зоны межслоевых срывов, отслоения и дробления на границе раздела пород с

различными физико-механическими свойствами. Из гидротермальных изменений наиболее широко проявлена хлоритизация. Хлоритизированные породы часто брекчированы и залечены более поздним кварцем, кальцитом, эпидотом и сульфидами. Сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, более редко сфалерит, галенит и молибденит) прожилково-вкрапленного и гнездового типов тяготеет к полям развития жил кварца, кальцита, эпидота (пункты минерализации III-4-34, 41, 42, 43, 44). Оруденение вскрыто на глубинах от 193,0 до 457,4 м. Содержания металлов низкие и в единичных случаях достигают (%): Cu – 0,19, Pb – 0,03, Zn – 0,37, Mo – 0,0002, Sn – 0,001; Ag – 12,1 г/т. На Au пробы с сульфидной минерализацией не анализировались. В юго-восточной части участка выявлен комплексный эндогенный сложно построенный ореол рассеяния Cu, Sn, Pb, Zn, Ba, Co, Ag, Mo, W, As, Cr (III-4-40), геохимические параметры которого указывают на надрудный уровень ореола, характерного для медно-колчеданной рудной формации. Прогнозные ресурсы категории P₃, оцененные до глубины 250 м по линейной продуктивности Таловского рудного поля, составляют (тыс. т): руда – 375, цинк – 29, свинец – 14, медь – 2; золото – 0,1 т, серебро – 12 т, при средних содержаниях (%; г/т), соответственно: 7,8, 3,9, 1,3; 0,33, 33,4 [177]. Степень перспективности средняя, степень надежности малая (с/м). Рекомендуется проведение поисковых работ третьей очереди на предмет выявления оруденения медно-колчеданной рудной формации на глубине 300–500 м, так как результаты геофизических исследований (КСПК, ДЭМПС) указывает на отсутствие крупного рудного объекта до этой глубины [181]. Ресурсы не апробированы.

ЗОЛОТО

Данные о золотоносности территории позволяют выделить северное продолжение прогнозируемого Балансорского золоторудного узла, ранее выделенного на прилегающей территории листа М-44-IX [190].

Прогнозируемый Балансорский золоторудный узел (АГП) (3.1.1 Au) локализован в пределах Иртышской СФЗ (зоны смятия) и геологически приурочен к полосе сгущения разломов северо-восточной ориентировки (Кругловско-Балансорская зона разломов). Золото-кварцевое и сопутствующее оруденение проявлено в метаморфитах иртышского комплекса, прорванных гранитоидами прииртышского комплекса. Степень метаморфизма пород иртышского комплекса сильно варьирует от филлитовой (с развитием типичных кварц-серицитовых филлитов) и зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Характерно развитие различных по составу, часто кварцево-сланцевых метаморфических сланцев, плагиогнейсов, кристаллосланцев. На смежной площади листа М-44-IX выявлен ряд пунктов минерализации и точечных первичных геохимических аномалий золота с содержанием до 3 г/т, локализованных в амфиболитах с густой сетью прожилков кварца, в биотитовых гнейсах, в окремненных сланцах с прожилками кварца, в выветрелых гранитоидах с кварцевыми прожилками мощностью 0,5–1,0 см, в мигматитах, реже – гнейсах и амфиболитах и в коре выветривания по ним, а также в рыхлых отложениях на различных глубинах практически на всей площади.

В Балансорском АГП ранга рудного узла (площадь 710 км²) развиты контрастные первичные ореолы интенсивностью (г/т): Au – 0,008–3,0, Ag – 0,1–0,5, As – 30–50, Sb – 20, W – 100–2 000, Bi – 1–5, Cu – 150, Pb – 100–1 000, Mo – 10–20, Mn – 5 000, Y – 100, Sr – 1 500; Ba – более 1 %.

Ранжированный ряд химических элементов группы накопления АГП имеет следующий вид: Au₃₀₀₀⁵⁷³W₅₇₁²⁵⁸Pb₆₇¹⁵⁸Sb₁₅¹³⁵Bi₁₄⁵⁶Mo₁₃¹⁴³As₁₀⁸⁶Ag₇²⁹Mn₇¹²⁴Y₄⁵²Cu₃⁶⁹ (подстрочный индекс – максимальный коэффициент концентрации, надстрочный – коэффициент вариации). Средний коэффициент вариации 153 %, рудный объект является сильно дифференцированным. Интенсивность и перспективность АГП высокая, фиксируется и вторичными литохимическими ореолами рассеяния интенсивностью (г/т): Au – 0,008–0,02, Ag – 0,1–0,3, As – 30–100, W – 10–100, Bi – 1–3, Mn – 4 000, Co – 100. Здесь прогнозируется наличие рудных объектов золото-кварцевого и золото-редкометалльного типов. Прогнозные ресурсы золота (Q) категории P₃, оценены по параметрам его первичных ореолов по формуле: Q=P×d×a×H, где: P – суммарная продуктивность ореолов в м²г/т (на площади листа М-44-III – 1 203 560); d – объемная масса пород в т/м³ (2,5); a – доля балансовых руд (0,1); H – глубина подсчета в м (100).

Суммарные прогнозные ресурсы золота категории P₃ составляют 46 т, в том числе на площади листа М-44-III – 30 т. Степень перспективности – средняя, оценка – средней надежности. Рекомендуется постановка поисковых работ второй очереди.

УРАН

В результате проведенных договорных работ «по выявлению закономерностей формирова-

ния, пространственной и генетической связи уранового оруденения с конкретными магматическими и осадочными комплексами и процессами с выделением перспективных площадей и оценкой прогнозных ресурсов категории P_3 в процессе проведения ГДП-200 листов М-44-III, IV специалистами СФ «Березовгеология» выделено две прогнозируемых урановорудных зоны: Западная, охватывающая восточный фланг Михайловского месторождения урана, и Коростелевская, включающая одноименную палеодепрессию и расположенная на стыке листов М-44-III и М-44-IV. По данным зонам была произведена оценка прогнозных ресурсов.

Прогнозируемая Западная урановорудная зона (5.1.1 U) расположена в пределах листа М-44-III, включает восточный фланг Михайловского месторождения и предполагаемое продолжение рудоносной зоны в северо-восточном направлении. В основании плитного комплекса мощностью до 350 м залегают мел–палеоцен–эоценовые глинистые и аргиллитоподобные отложения ганькинской, талицкой и люлинворской свит, которые выше по разрезу сменяются хорошо проницаемыми сероцветными озерно-болотными и аллювиальными отложениями олигоцена (атлымская и новомихайловская свиты), несущие признаки эпигенетического окисления, и лигнитоносными аллювиальными отложениями крутихинской свиты. Венчают разрез пестроцветные и красноцветные неоген–четвертичные песчано-глинистые отложения. Региональная зона пластового окисления и гидрогенное урановое оруденение достоверно установлены в отложениях олигоцена (атлымская и новомихайловская свиты) мощностью 50–100 м, приурочены к фронтальной части зоны пластового окисления и наиболее полно изучена на Михайловском месторождении. Рудоносная зона приурочена к горизонтам сероцветных и окисленных песков, и прослежена на 80 км при ширине 0,1–1,6 км. Рудные залежи залегают на глубине от 130 до 250 м, оконтурены зоной полностью окисленных песков с глинистыми прослоями, и прослежены на расстояние от 2 до 15 км при ширине до 100 м и среднем содержании урана 0,012 % на мощность 4,0 м. Содержание урана колеблется от тысячных долей до 0,068 %, K_{pp} от 25 до 150 %. Уран находится в виде собственных минералов – коффинита и урановых черней, а также в сорбционной форме в лейкоксене и органических остатках. В рудах в связи с углефицированным растительным детритом широко развиты сульфиды железа.

Учитывая хорошую выщелачиваемость урана при низких содержаниях, оценка прогнозных ресурсов урана Михайловского месторождения проведена при бортовом содержании 0,005 % и апробирована секцией прогнозно-минерагенических работ на твердые полезные ископаемые при Ученом совете ФГУП «ВСЕГЕИ» (Протокол № 16 от 15.08.2009 г.) по категории P_2 в количестве 11,9 тыс. т и линейной продуктивности – 150 т/км. В пределах Западной площади на 94 км прослежено предполагаемое продолжение рудоносной зоны Михайловского месторождения, вмещающее рудную залежь месторождения протяженностью 12 км. Прогнозные ресурсы рудной залежи при линейной продуктивности 150 т/км оцениваются по категории P_2 в 1,8 тыс. т. Прогнозные ресурсы прогнозируемой Западной рудоносной зоны протяженностью 94 км оцениваются по категории P_3 в 14 тыс. т (150 т/км×94 км). Прогнозы средней перспективности и средней надежности (с/с). Рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

Прогнозируемая Коростелевская урановорудная зона (5.1.2 U) (палеодолина) по данным гравиразведки прослеживается в меридиональном направлении на 68 км при ширине от 3 до 20 км. Палеодолина врезана в мезозойско–палеозойский фундамент, выполнена мел–палеогеновыми породами и первично сероцветными глинистопесчанистыми отложениями олигоцена, которые повсеместно перекрыты неоген–четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Несмотря на слабую изученность, по проявленности поисковых критериев и признаков, в прибортовых частях палеодолины выделены рудоносные зоны, перспективные на выявление уранового оруденения палеодолинного типа. Также не исключается возможность выделения промышленного уранового оруденения и в юрских терригенных отложениях, выполняющих грабен-синклинальную структуру фундамента.

Типичными представителями палеодолинного типа оруденения по периферии Западно-Сибирской плиты являются месторождения Далматовское, Хохловское, Добровольное, Смоленское, Семисбайское, Михайловское и др. Общим для этих объектов является приуроченность к палеодепрессиям протяженностью от 5 до 50 км, врезанным в породы фундамента и выполненным дифференцированными аллювиальными отложениями. Рудовмещающими являются нелитифицированные, первично сероцветные пески и галечники, изолированные глинистыми водупорами. Урановое оруденение локализуется в прибортовых, реже тальвеговых частях палеодолин и контролируется зоной грунтово-пластового эпигенетического окисления. Рудные залежи лентообразной формы мощностью от 1,0 до 25 м. Содержание урана от 0,005 до 0,4 %, реже – до 1,5 %. Урановая минерализация приурочена к участкам скопления углефицированных растительных остатков и представлена вкрапленностью и гнездами коффинита и урановых

черней в ассоциации с сульфидной минерализацией. В прибортовых частях Коростелевской палеодепрессии выделено две предполагаемых рудоносных зоны, в которых возможно выявление промышленного уранового оруденения, пригодного для отработки методом скважинного подземного выщелачивания.

Оценка прогнозных ресурсов предполагаемых ураноносных зон Коростелевской палеодолины по категории P_3 проведена по их суммарной протяженности – 42 км и линейной продуктивности палеодолинных месторождений Урало-Енисейского урановорудного пояса от 150 до 370 т/км. Прогнозные ресурсы составляют: $(150 \text{ т/км} \times 42 \text{ км}) = 6 \text{ тыс. т}$, в т. ч. на площади листа М-44-III – 3 тыс. т, при протяженности ураноносной зоны – 22 км. Прогнозы средней перспективности и средней надежности (с/с). Рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические особенности района определяются его приуроченностью к крайней южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, в пределах предгорной равнины с континентальным засушливым климатом [164].

Большая часть водоносных горизонтов и комплексов неоген–четвертичных отложений имеет преимущественное распространение в северо-западной части площади, где преобладают аллювиальные и озерные фации осадков. Поскольку повсеместно выдержанных водоупоров между горизонтами и комплексами нет, воды их гидравлически взаимосвязаны и обводненные толщи можно рассматривать как единую водонапорную систему, в которой прослеживаются отдельные выдержанные горизонты, локально водонасыщенные прослои и линзы.

В восточной половине района, где преобладают делювиально-пролювиальные фации осадков, водоносные горизонты распространены спорадически и залегают в виде изолированных друг от друга линз и прослоев.

Формирование грунтовых вод современных и четвертичных отложений происходит в обстановке свободного водообмена. Питание водоносных горизонтов осуществляется за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения. Разгрузка происходит либо в многочисленных озера, либо в нижезалегающий водоносный горизонт. Режим вод непостоянен и всецело зависит от климатических условий.

Подземные напорные воды отложений неогена и палеогена формируются в обстановке затрудненного водообмена, обводненные пески имеют линзовидный характер, питание осуществляется посредством перетекания воды из верхних горизонтов в нижезалегающие через многочисленные опесчаненные «окна».

При наличии процессов инфильтрации атмосферных осадков отмечается значительное опреснение подземных вод ($0,05\text{--}0,3\text{ г/дм}^3$), при затрудненных условиях питания происходит засоление и повышение минерализации вод.

Формирование подземных вод нижнего палеогена–верхнего мела несколько отличается. В верхней пачке этих отложений имеется мощная водоупорная глинистая толща, исключая возможность питания водоносного комплекса из вышезалегающих водоносных горизонтов. Питание осуществляется за счет поступающих по зонам дробления вод увалов и напорных трещинных вод в отложениях палеозоя.

Подземные воды района имеют большое практическое значение. Большая часть территории покрыта сосновыми борами, вдоль которых расположены населенные пункты, водоснабжение которых базируется на подземных водах современных отложений и отложений красnodубровской, касмалинской, кочковской и павлодарской свит.

Все водные ресурсы района делятся на поверхностные и подземные.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОДЫ

Широкое распространение имеют озера как пресные, так и соленые. *Пресные озера* тянутся цепочкой вдоль западного борта Барнаульской древней долины, с глубиной 3–4 м. Питание осуществляется за счет паводковых вод и за счет подпитывания их грунтовыми водами касмалинской свиты. Воды пресные, гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией $0,2\text{--}0,3\text{ г/дм}^3$. Для целей водоснабжения непригодны из-за бактериологического загрязнения.

Соленые и горько-соленые озера вытянуты цепочкой вдоль восточного борта Барнаульской древней долины. Питание их паводковое и подземными водами повышенной минерализации красnodубровской и кочковской свит. В условиях интенсивного испарения в этих озерах формируются соленые воды хлоридно-натриевого типа с высокой щелочностью и минерализацией до 35 г/л. Режим всех озер зависит от климатических условий. К концу лета они мелеют, а не-

которые пересыхают. С каждым годом минерализация вод в озерах повышается. [181].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Водоносность пород складчатого фундамента в пределах территории исследования не изучалась. Породы мезозоя и кайнозоя содержат ряд водоносных комплексов и горизонтов.

Наиболее водообильными являются пески касмалинской, кочковской, павлодарской, рубцовской свит. Континентальный тип осадконакопчений отложений свит в условиях пресноводных бассейнов (рек и озер), определил их частую фаціальную изменчивость и литологическое разнообразие, вследствие чего, приуроченные к ним водоносные горизонты отличаются невыдержанностью как по площади, так и по мощности и чаще всего залегают в виде линз и прослоев, отделенных друг от друга водоупорными глинами [181].

Водоносный голоценовый аллювиальный, озерный и болотный горизонт (α, l, plQ_H) развит ограниченно, объединяет подземные воды аллювиальных, озерных и болотных отложений. Водовмещающими породами являются разномерные пески, супеси, суглинки, илы. Воды безнапорные, залегающие на глубинах до 5 м, водообильность отложений очень низкая. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые, мягкие и умеренно жесткие, слабоминерализованные. Воды горизонта тесно связаны с поверхностными водами озер и болот, являющихся одним из источников питания его в весеннее время, влияющих на формирование минерализации и химического состава вод и зависящие от атмосферных осадков и климатических коллизий.

Водоносный верхнеоплейстоцен–голоценовый озерный горизонт (lQ_{III-H}) выделяется на ограниченных участках овражно-балочной сети, на склонах водоразделов. Приурочен к водопроницаемым линзам и слоям незначительной мощности, залегающим на глубинах до 10 м. Водовмещающими породами являются пески, глины, илы. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже – солоноватые с преобладанием в анионном составе сульфатов. В зимний период наблюдается плавное снижение уровня грунтовых вод с минимумом в апреле.

Режим вод вышеуказанных горизонтов определяется климатическими факторами, питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод во время весеннего снеготаяния и паводков, разгрузка – в старичные и долинно-дефляционные озера и болота.

Водоносный верхнеоплейстоценовый аллювиальный горизонт первой надпойменной террасы (αQ_{III}) распространен в юго-восточной части района. Водовмещающими породами являются разномерные пески с гравием и галькой мощностью до 15 м. Глубина залегания горизонта около 5–6 м. Водообильность невыдержана и определяется гранулометрическим составом водовмещающих пород. Воды в основном безнапорные. По составу воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, минерализация не превышает 3 г/дм³. На соседней площади (М-44-IV) водоносный горизонт широко используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный средне-верхнеоплейстоценовый эоловый и аллювиальный комплекс (касмалинская свита) (αQ_{III-KS}) распространен на большей части территории в пределах сосновых боров. В состав комплекса, наряду с аллювием касмалинской свиты, включаются перекрывающие их безрегионального водоупора покровные эоловые водопроницаемые и практически безводные пески и супеси мощностью 1–3 м. Отложения водоносного комплекса практически повсеместно выходят на дневную поверхность. Подстилаются они отложениями кочковской свиты, в местах ее размыва – отложениями павлодарской свиты. Из-за отсутствия регионального водоупора воды их гидравлически взаимосвязаны. Водовмещающими породами являются разномерные пески с гравием и галькой, илы. Мощность горизонта от 6 м у бортов древних долин, увеличиваясь до 40 м к их центральной части. Воды слабонапорные, водообильность пород незначительная. Дебиты скважин не превышают 2 л/с при понижении 7,0 м, удельные дебиты 0,14–0,5 л/с. Воды преимущественно пресные, мягкие и умеренно жесткие. Минерализация составляет от 0,5–0,6 г/дм³, редко достигая 1,4 г/дм³. Тип минерализации преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-сульфатные. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков, инфильтрации которых способствует преимущественно песчаный состав отложений. Разгрузка осуществляется в глубоких озерных котловинах, а также в нижележащие водоносные горизонты и за счет процессов испарения. Используется для хозяйственно-питьевых нужд населения.

Относительно водоносный ниже-среднеоплейстоценовый лёссовидный и озерный горизонт (краснодубровская свита) ($L, lQ_{I-II}kd$), распространен в северо-западной половине и восточной части площади листа. Представлен лёссовидными суглинками, супесями, линзами и прослоями песков. Водообильность пород различная. Дебиты скважин достигают 2,8 л/с при по-

нижении 2,0 м, 1 л/с – при понижениях 4,7–14,0 м, удельные дебиты – соответственно 0,83–1,4 и 0,07–0,61 л/с. Воды горизонта регионально не выдержаны, смешанные: гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с минерализацией от 0,4 до 1,4 г/дм³ [196]. Глубина залегания водоносных пачек и линз от 10 до 40 м. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и поверхностных вод, что говорит об ограниченности водообильности. Разгрузка происходит через песчаные «окна» в нижезалегающий горизонт кочковской свиты и озерные котловины. Практического интереса воды горизонта не представляют и используются для хозяйственно-бытовых нужд местного населения одиночными скважинами.

Водоупорный эоплейстоценовый озерно-аллювиальный и озерный горизонт (кочковская свита) ($l_a, l_{Q_4 k_6}$) является первым от поверхности, наиболее выдержанным по площади и по мощности водонепроницаемым горизонтом. Распространен, в основном, в юго-восточной части района. Представлен плотными глинами, мощностью до 70 м и залегает на глубинах 3–30 м. Иногда отмечаются линзы и прослои водоносных песков мощностью 4–8 м, которые являются «окнами» для гидравлической взаимосвязи водных горизонтов.

Водоносный эоплейстоценовый озерно-аллювиальный и озерный горизонт (кочковская свита) ($l_a, l_{Q_4 k_6}$) широко распространен в районе, за исключением отдельных участков, где отложения свиты полностью размыты. Водоносный горизонт залегает в основании свиты и изолирован от вышележащих водоносных горизонтов толщей одновозрастных водоупорных глин. Исключением является Касмалинская древняя долина, где верхняя глинистая часть свиты часто размыта и водоносные горизонты отложений касмалинской, красnodубровской и кочковской свит гидравлически взаимосвязаны. Нижним водоупором служат глины павлодарской свиты. Водовмещающие породы представлены разнозернистыми песками. Мощность отложений достигает 87 м. Водообильность горизонта незначительна, дебиты скважин составляют 1,3–4,2 л/с при понижении 10–20 м, удельные дебиты – 0,02–0,8 л/с. В юго-западной части площади подземные воды кочковской свиты носят характер грунтовых. На остальной части воды напорные, смешанного состава, с преобладанием сульфатно-хлоридных и минерализацией от 1 до 2,1 г/дм³. Лишь в пределах Касмалинско-Барнаульской древней долины состав вод гидрокарбонатно-сульфатный и минерализация снижается до 0,1–0,6 г/дм³, за счет свободного доступа атмосферных осадков. Таким образом, питание горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков в местах близкого его залегания к поверхности и за счет гидравлической взаимосвязи с водоносными горизонтами в отложениях красnodубровской, касмалинской и павлодарской свит через многочисленные «окна» из песчаных пород. Разгрузка происходит частично за счет перетекания воды в нижезалегающий водоносный горизонт павлодарской свиты и за счет многочисленных эксплуатационных скважин. Водный горизонт используется для хозяйственно-бытовых нужд местного населения.

Водоупорный верхнемиоценовый делювиальный и озерный горизонт (павлодарская свита) ($d, l_{N, pv}$), составляя верхнюю часть свиты, представлен плотными водонепроницаемыми глинами и распространен, в основном, в восточной части района.

Водоносный верхнемиоценовый горизонт (павлодарская свита) ($d, l_{N, pv}$) распространен по всей площади, где преобладают озерные и аллювиальные фации свиты. В восточной части горизонт приурочен к линзам и прослоям песков среди водоупорных глин. Водовмещающие породы залегают в основании свиты и представлены разнозернистыми песками и гравийно-галечниковым материалом. Мощность горизонта изменяется в пределах до 67 м. Наиболее часто встречающиеся мощности 10–20 м. Подземные воды напорные, с невысокой водообильностью. Дебиты скважин не превышают 6,9 л/с при понижении 6,0 м, в среднем – 1–3,3 л/с – при понижении 6–12 м. Удельные дебиты – 0,06–0,47 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,7–2,0 г/дм³, жесткие и очень жесткие; в зонах свободного водообмена – сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 0,1 г/дм³, мягкие и умеренно мягкие. Питание водоносного горизонта в западной части района осуществляется за счет гидравлической взаимосвязи с вышележащими водоносными горизонтами при отсутствии верхнего водоупора. В восточной части площади условия питания последнего затруднены. Разгрузка осуществляется в нижезалегающие водоносные горизонты и посредством эксплуатационных скважин. Использование для хозяйственно-питьевых нужд населения крайне ограничено из-за малого количества скважин.

Водоносный средне-верхнемиоценовый горизонт (рубцовская свита) ($l_{N, rb}$) распространен, преимущественно, в западной половине площади весьма ограничено в пределах преобладания озерных и аллювиальных фаций свиты. Глубины водоносного горизонта возрастают с юга на север от 90 до 160 м. В восточной части района водоносные отложения рубцовской свиты залегают участками в изолированных линзах и прослоях мощностью 10 м среди водоупорных глин

на глубине 135 м. Водовмещающими отложениями являются разномерные пески с гравийно-галечниковым материалом. Подземные воды напорные, с невысокой водообильностью. Дебиты скважин составляют 0,5–1,2 л/с при понижениях 5,6–43,7 м, удельные дебиты – 0,05–0,7 л/с. В западной части района подземные воды пресные, по типу химического состава гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-магниевые, минерализация их не превышает 0,7 г/дм³, мягкие и умеренно жесткие. В восточной части района воды по типу химического состава хлоридно-сульфатные натриево-магниевые с повышенной минерализацией до 2,4 г/дм³, очень жесткие [196]. Питание водоносного горизонта в западной части района осуществляется за счет гидравлической связи с водоносным горизонтом павлодарской свиты, в местах отсутствия водоупоров. В восточной части площади водоносный горизонт находится в зоне затрудненного водообмена. Разгрузка осуществляется в нижезалегающие водоносные горизонты. Подземные воды рубцовской свиты не используются.

Водоносный верхнеолигоценый–нижнемиоценовый горизонт (крутихинская свита) ($\alpha.P_3-N_1kr$) распространен по всей площади. Глубины залегания горизонта возрастают с юга на север, достигая 100 м, мощность в пределах от 7 до 28 м. Водовмещающими отложениями являются разномерные пески с примесью гравийно-галечникового материала. Воды напорные, с низкой водообильностью. Дебиты скважин не превышают 0,4 л/с при понижении 30,3 м, удельные дебиты – 0,013 л/с. Воды смешанного состава с преобладанием сульфатно-хлоридных натриевых с минерализацией от 0,2 до 1,3 г/дм³. Питание горизонта осуществляется за счет вышележащего водоносного горизонта. Разгрузка происходит за счет гидравлической связи с нижележащим горизонтом посредством «окон» из песчаных пород и за счет водозаборов. Воды горизонта используются для бытовых и хозяйственно-производственных нужд.

Водоносный палеоцен–нижнеолигоценый горизонт (островновская, атлымская, новомихайловская свиты) ($\alpha.P_{1-2}os-l,pl.P_3nm$) распространен преимущественно в северной половине площади. В составе отложений выделены островновская, атлымская, новомихайловская свиты. Подземные воды свит гидравлически взаимосвязаны, поэтому рассматриваются как производные единого водоносного горизонта. От вышележащего водоносного горизонта крутихинской свиты он отделен водоупорными глинами мощностью 6–12 м с наличием песчаных «окон». Нижним водоупором служат глины люлинворской свиты, либо кора выветривания палеозойского фундамента. Мощность водоносного горизонта изменяется от 2 до 16 м, при наличии синклинальных структур палеозойского фундамента даже до 80 м. Водовмещающие отложения представлены разномерными песками с содержанием гравийно-галечникового материала. Воды горизонта пресные, хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, минерализация 0,28 г/дм³ [196]. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет вышележающих водоносных горизонтов посредством песчаных «окон». Однако, на большей части территории условия водообмена затруднены. Воды горизонта практического применения не имеют.

Относительно водоносный комплекс верхнемеловых–верхнепалеоценовых отложений (ганькинская, талицкая, люлинворская свиты) ($mK_2gn-mP_{1-2}ll$) распространен в северной-северо-западной половине площади на глубинах 233–281 м. Глубины возрастают в северо-восточном направлении. Мощности водоносных слоев свиты колеблются от 7 до 70 м. Верхним водоупором служат глины люлинворской свиты мощностью до 40 м, нижним – глины ганькинской свиты или отложения палеозоя, либо кора выветривания этих отложений. Водовмещающие отложения представлены гравийными песками. Подземные воды напорные, водообильность весьма низкая. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2–11 г/дм³. Наличие верхнего водоупора исключает возможность питания водоносного горизонта за счет вышележающих водоносных горизонтов. Предполагается, что питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации в возвышенных районах, где рассматриваемые отложения залегают вблизи дневной поверхности. Возможно также подпитывание водами палеозойских отложений в имеющих «окнах» водоупоров. Практического использования данные подземные воды не имеют.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Рассматриваемый район расположен в западной подпровинции сухой степи южной части Кулундинско-Приобской физико-географической провинции [77]. По геоморфологическому районированию на территории выделяются два генетических типа рельефа: денудационный и аккумулятивный. По степени расчленения, условиям формирования и морфологическим особенностям можно наметить следующие виды ландшафтов:

1. *Склоновый степной ландшафт*, сформированный на пологих склонах комплексной денудации, эрозионных поверхностях, с повсеместно развитыми эрозионными уступами, оврагами и балками на выходах рыхлых пород кайнозоя. Склоны изборозжены сетью деллей. Глубина современного эрозионного расчленения составляет десятки метров. Местами наблюдаются участки усиленного плоскостного смыва. В верхних частях склонов развиты дерново-степные каштановые и темно-каштановые, рыхлопесчаные почвы с сухостепной растительностью. Нижние части склонов заняты разнотравно-злаковыми лугами с лугово-черноземными почвами, иногда с мощными гумусовыми горизонтами. Территория преимущественно распаханная, на отдельных участках располагаются пастбищные угодья.

2. *Равнинный лесостепной ландшафт песчано-эоловых боров* [77], сформирован на значительной части площади на эоловых дюнно-бугристо-грядовых песках, развитых по перевеянному на глубину до 16 м песчаному аллювию средне-позднеоплейстоценовой касмалинской свиты и, в незначительной мере, по супесчаным лёссовым отложениям ниже-среднеоплейстоценовой красnodубровской свиты. Рельеф рассматриваемой площади дюнно-бугристо-грядовой. Дюны и гряды разделены междюнными дефляционными котловинами, которые участками углублены до уровня грунтовых вод, а в наиболее глубоких котловинах располагаются озера, вытянутые узкими полосами северо-восточного направления, большинство из которых горько-соленые. Растительность – сосновые ленточные боры произрастающие на дерново-боровых рыхлопесчаных почвах. Сосновые боры являются реликтовыми с особым лесным фито-климатом, в силу чего экологически уязвимы, при этом они обладают природоохранной, главным образом почвозащитной значимостью [29]. При истреблении лесов человеком, их естественное восстановление невозможно. Мощная лесная подстилка из опавшей хвои, шишек и ветвей в засушливые летние периоды способна легко воспламениться от малейшей искры и стать пищей для низового пожара. Под влиянием степного окружения, вырубки леса и частых лесных пожаров происходит остепнение боровых цензов. При этом, на смену лугово-лесным и лесным комплексам растительности приходят степные злаки и псаммофитное степное разнотравье. Происходит снижение бонитета сосновых насаждений со II до IV классов.

3. *Равнинный степной ландшафт плоско-волнистой поверхности* сформированной по аллювиальным, озерно-аллювиальным, озерным и лёссовым отложениям четвертичного возраста, характерной особенностью которого является солонцово-лугово-степной комплекс богаторазнотравно-злаковой растительности с многочисленными березовыми и осиново-березовыми колками с густым травостоем во влажных, сырых и, нередко, заболоченных западинах. Значительные участки степных межколочных пространств занимают лугово-степные солонцы. Почвы – черноземы южные и обыкновенные, как правило, солонцеватые, а порой и солончаковатые. Межколочные пространства в основном распаханы. Массивы с богаторазнотравно-злаковой растительностью сохранились локально и используются под выборочные сенокосные угодья. На границах данного ландшафта с лесостепным ландшафтом песчано-эоловых боров широко развиты разновеликие соленые, реже – пресные озерные бассейны с пологими, обычно, заболоченными берегами заросшими камышом и осокой. Отмели горько-соленых озер окаймляются мокрыми солончаками.

4. *Пойменный ландшафт* [77] развит локально в юго-восточном углу площади в пределах долины р. Алей и сформирован на гравийно-песчаных и суглинисто-супесчаных отложениях первой надпойменной террасы. Растительность представлена долинным луговым разнотравно-

злаковым комплексом. Почвы – луговые черноземы, лугово-болотные засоленные, реже – каштановые, большей частью распаханые. На отдельных участках неглубоко залегающих грунтовых вод развиты дегидратационные солончаки.

Геолого-экологические потенциалы описанных ландшафтов *геодинамически* малоустойчивы, *геохимически* – мало- и среднеустойчивы. Современные геодинамические процессы проявлены в виде: ветровой эрозии (дефляции) почв, развития на склонах многочисленных промоин и оврагов, интенсивного плоскостного смыва, засоления и заболачивания почв. Особенно они усилились в связи с интенсивной хозяйственной деятельностью человека.

Основным загрязнителем территории являются сельскохозяйственный, в меньшей мере транспортный и селитебный типы производства.

При проведении *сельскохозяйственных работ* в районе, в условиях повышенной ветровой эрозии в виде поземок, пыльных бурь и малых смерчей, оазисного орошения полей подземными водами, отмечается интенсивное разрушение почвенного покрова современными экзогенными процессами (вторичное засоление почв, дефляция, заболачивание), в результате чего происходит ежегодная потеря плодородной части почв до 10–15 т с 1 га [148]. С пылевыми бурями происходит воздушная миграция элементов-загрязнителей: тяжелых металлов, пестицидов, минеральных удобрений и их соединений, происходит перенос пересохшей рапы соляных озер, обогащенной сульфатно-хлоридными соединениями, пески засыпают поля, выдуваются посевы. При нарушении дернового покрова активность эоловых процессов значительно усиливается. Орошение земель активно влияет на водооборот и, следовательно, на весь комплекс изменения окружающей среды. Отрицательными явлениями, вызванными несовершенством технологий орошения, а также техническим состоянием магистральных каналов, оросительных и распределительных систем подачи вод, является: изменение химического, минерального состава почв – их засоление, повышение уровня грунтовых вод и изменение их состава. Это приводит к появлению техногенных солончаков, заболачиванию многих участков и как результат – сокращению возможностей использования последних для сельхозугодий. Величина суммарного показателя загрязнения (СПЗ) почвенных горизонтов А, В, С тяжелыми металлами на большей части площади составляет 8–16, что соответствует удовлетворительному уровню загрязнения почвенного покрова по степени воздействия его на здоровье населения. Исключение составляет аномальная зона СПЗ более 16 в западной части территории (район оз. Горькое), что соответствует умеренно-опасному уровню загрязнения почвенного покрова [148].

Транспортный и селитебный типы производства в районе в целом развиты слабо и не оказывают значительного негативного влияния на эколого-геологическую обстановку. По территории листа проложена редкая сеть автомобильных дорог с асфальтовым и твердым покрытием, связывающая немногочисленные небольшие населенные пункты. В юго-восточной части листа проходит фрагмент магистрального канала Алейской оросительной системы, а в юго-западной – тянется насыпь разобранной однопутной железной дороги. На площади имеется множество мелких карьеров, где ведется добыча суглинков или песка, которые в массе своей, наряду с котловинами выдувания, усиливают экологическую пораженность территории.

В северо-восточной части листа расположены Егорьевский и Волчихинский заказники, созданные с целью охраны растительного комплекса и животного мира реликтового ленточного бора, и где любая хозяйственная деятельность запрещена, а территория используется для научных, в том числе – экологических, исследований по сохранению генетического фонда и восстановлению экосистем подвергшихся антропогенному влиянию.

Сейсмичность площади изучена слабо. Согласно карты «Сейсмичность» из Атласа «Алтайский край» [6], регион отнесен к VI-ти бальной зоне, хотя здесь известно ряд землетрясений, сила которых в эпицентре достигала VII баллов (район Каменско-Барнаульского Приобья, где происходили землетрясения в 1829, 1914 и 1965 гг.).

Фоновые значения мощности экспозиционной дозы по Алтайскому краю составляют 13 мкР/ч при вариациях 4–30 мкР/ч, что соответствует величинам, наблюдаемым на большей части территории России. Региональное гамма-поле в пределах изученной площади характеризуется слабоповышенным радиационным полем (1,5–2 фона). Фоновые содержания урана, тория, калия в почвенном горизонте А составляют соответственно: 2,07 мг/кг; 1,26 мг/кг; 1,69 %, что сопоставимо с фоновыми значениями их в ноосфере.

Таким образом, **эколого-геологическая обстановка** на всей площади листа характеризуется как *благоприятная* для проживания населения за исключением юго-восточной и северо-западной его частей, где выделяются участки *напряженной* эколого-геологической обстановки. При проведении в дальнейшем комплекса сельскохозяйственных работ можно ожидать ухудшения экологической ситуации. К практическим рекомендациям по нормализации экологических условий относятся разработка и выполнение мероприятий по рациональному природо-

ПОЛЬЗОВАНИЮ.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленном комплекте Госгеолкарты-200 листа М-44-III и объяснительной записке на современном уровне обобщены и систематизированы накопленные к настоящему времени данные по геологическому строению и металлогении рассматриваемой территории. Установлены основные фациально-формационные особенности, тектоническая и геодинамическая позиция выделяемых геологических подразделений и структурно-вещественных комплексов. В значительной степени обновлен и детализирован комплект карт. В районе впервые установлены образования Западно-Калбинской и Калба-Нарымской СФЗ, уточнены границы Иртышской и Рудно-Алтайской СФЗ. В пределах Иртышской СФЗ выделен и петрогеохимически охарактеризован ранне-среднепалеозойский сарбасский дунит-гарцбургитовый комплекс. Проведена корреляция выделенных подразделений с аналогичными по составу и возрасту образованиями смежных районов Рудного Алтая, Иртышской зоны смятия и Калбы, включая территорию Казахстана. В северо-западной части листа доказано развитие в основании разреза верхнего структурного яруса (чехла рыхлых отложений) прибрежно-континентальных позднемел–эоценовых отложений. Проведен анализ и дана характеристика факторов, определяющих закономерности пространственного размещения и генетической приуроченности к определенным структурно-вещественным и геодинамическим комплексам полиметаллически-колчеданного, медно-колчеданного, гидрогенного уранового и других типов оруденения территории листа. Подсчитаны прогнозные ресурсы узлов, рудоносных зон, месторождений, рудопроявлений и перспективных площадей.

Однако ряд вопросов стратиграфии и магматизма требует дальнейшего изучения. Необходимо проведение палеонтологических исследований стратифицированных образований палеозоя, так как значительная их часть имеет в данном районе очень слабую палеонтологическую обоснованность. В пределах Шубинско-Новогорьевского прогиба с целью более детального и всестороннего изучения отложений девона, являющихся весьма перспективными на обнаружение в последних промышленно значимых объектов с полиметаллическим оруденением, для более обоснованной перспективной оценки площади необходимо бурение ряда структурно-параметрических скважин глубиной не менее 1 000–1 500 м. Необходимо дальнейшее изучение интрузивных образований и углеродистых отложений Калба-Нарымской и Западно-Калбинской СФЗ с целью их более детального расчленения, уточнения возраста и перспективной оценки на золото-сульфидное (черносланцевое) и редкометалльное оруденение, развитое в этих структурах на смежных к югу площадях Большого Алтая.

При дальнейшем изучении магматических образований актуальным является проведение целенаправленных исследований фациальной принадлежности девонских вулканитов, получение полноценной петрографической и петрогеохимической характеристики развитых на территории листа вулканических (мельнично-сосновского) и интрузивных комплексов, уточнение возраста и формационной принадлежности прииртышского комплекса. Требуется проведение парагенетического анализа, геохронологических и изотопно-геохимических исследований метаморфитов иртышского комплекса, а также более детальное изучение зон разломов, выявление не выходящих на поверхность фундамента разрывных нарушений и тектонически ослабленных зон с развитием гидротермально-метасоматических пород и полиметаллического оруденения.

Изученная территория имеет перспективы на открытие промышленных месторождений полиметаллов, золота и урана, при этом необходимо сосредоточить усилия на выявлении глубоко залегающего (до 1 000 м) скрыто-погребенного полиметаллического оруденения, оценке на глубину известных рудных объектов, перспективных геохимических и геофизических аномалий, зон гидротермально измененных пород, находящихся в благоприятной геолого-структурной позиции. Такого типа объекты предполагаются на выделенных прогнозируемых площадях: Новогорьевского рудного узла, Шубинского и Новороссийского рудных полей. Представляют интерес проявления золота золото-кварцевого и, возможно золото-редкометалльного типа в

Иртышской зоне смятия. Перспективы на обнаружение новых урановородных объектов гидрогенного типа в зонах пластового окисления связаны с прогнозируемыми Западной и Коростелевской урановородными зонами на западе и на востоке листа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Авдеев А. П.* Угольные месторождения Алтайского края. Угольная база России. Т. II. Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны, месторождения Алтайского края и Республики Алтай). – М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. С. 560–568.
2. *Адаменко О. М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
3. *Адаменко О. М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
4. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.
5. *Архипов С. А., Вотих М. Р., Казьмина Т. А.* К стратиграфии четвертичных отложений Приобского степного плато // В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. С. 15–29.
6. Атлас Алтайского края. – М.: Комитет геодезии и картографии СССР, 1991.
7. *Балашов Ю. А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. – М.: Наука, 1985. 221 с.
8. *Барышников Г. Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). – Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
9. *Берзин Н. А.* Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры (Авторефер. докт. дисс.). – Новосибирск, 1995. 51 с.
10. *Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 63–81.
11. *Беспяев Х. А., Полянский Н. В., Ганженко Г. Д. и др.* Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы, 1997. 288 с.
12. Большой Алтай: геология и металлогения. Кн. 1. Геологическое строение / Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков, Н. И. Стучевский и др. – Алматы: Ғылым, 1998. 304 с.
13. Большой Алтай: геология и металлогения. Кн. 2. Металлогения / Г. Н. Щерба, Х. А. Беспяев, Б. А. Дьячков и др. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
14. *Борукаев Ч. Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии // Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 840. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с.
15. *Бутвиловский В. В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.
16. *Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Хромых С. В. и др.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. Т. 69, № 7, 2008. С. 621–636.
17. *Волков И. А.* Плейстоценовая субаэральная толща и динамика природной среды (на примере Западной Сибири) // Геология и геофизика. Т. 44, № 4, 2003. С. 364–372.
18. *Волкова В. С.* Палинологическая характеристика кочковского горизонта // В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 45–52.
19. Геодинамический анализ при геологическом картировании (Методические рекомендации). – М.: ИМГРЭ, 1989. 56 с.
20. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-44), 45. Усть-Каменогорск. – Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 145 с.
21. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов (Методическое пособие). – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.
22. Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 301 с.
23. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая) / Х. А. Беспяев, Н. В. Полянский, Б. А. Дьячков и др. – Алма-Ата: Ғылым, 1997. 283 с.
24. Геология СССР. Т. XIV. Часть I. Геологическое описание. – М.: Недра, 1967. 664 с.
25. Гидрогеология СССР. Т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край. ЗСГУ / М. А. Кузнецова, О. В. Постникова. – М.: Недра, 1972. 399 с.
26. *Гнибиденко З. Н.* Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 161 с.
27. *Голозубов В. В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
28. *Горбачев Б. Ф., Чуприна Н. С.* Каолины России: состояние и перспективы развития сырьевой базы. Западно-Алтайская каолиносная провинция // Отечественная геология. № 1. – М.: Недра, 2009. С. 74–86.
29. *Горчаковский П. Л.* Лесные оазисы Казахского мелкосопочника. – М., 1987.

30. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка / О. В. Мурзин, В. И. Горшечников, В. А. Жданов и др. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 219 с.
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / О. В. Мурзин., В. М. Чекалин, Н. В. Сыроежко и др. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
32. *Гришина Т. С.* Палинологическое обоснование стратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений Зырянского рудного района и смежных территорий юго-запада Алтая (Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). – Усть-Каменогорск, 1985. 20 с.
33. *Гутак Я. М., Мурзин О. В., Жданов В. А. и др.* Опорные разрезы девона Рудного Алтая и граница среднего и верхнего девона (Путеводитель полевой экскурсии VII выездной сессии Девонской комиссии МСК России в Рудном Алтае. Змеиногорск, 15–20 августа 2000 г.). – Змеиногорск, 2000. 75 с.
34. *Гутак Я. М., Валиева Ф. Л., Мурзин О. В.* Корбалихинская свита Рудного Алтая и проблема возраста Алейского метаморфического комплекса // В сб.: 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. С. 200–205.
35. *Дистанов Э. Г., Оболенский А. А.* Металлогенетическое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией // Геология и геофизика. № 7–8, 1994. С. 252–269.
36. *Дьячков Б. А., Майорова Н. П., Щерба Г. Н.* Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). – Алматы, 1994. 208 с.
37. *Ефимова Л. И., Качуро О. Ю., Пономарева Е. А.* Палеонтологическая характеристика кочковского горизонта Предалтайской равнины // В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 36–44.
38. *Зажигин В. С.* Млекопитающие и кочковский горизонт // В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 19–31.
39. Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. – СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
40. *Зыкин В. С.* Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара // В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–72.
41. *Зыкин В. С.* Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // В кн.: Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 5–17.
42. *Зыкин В. С., Зажигин В. С.* К стратиграфии неогена Павлодарского Прииртышья // В сб.: Палеонтологические памятники природы – природное наследие: изучение, перспективы исследований и проблемы сохранения (Мат-лы Международ. науч.-практ. конф.). – Павлодар, 2008. С. 15–21.
43. *Зыкин В. С., Зыкина В. С.* Эпохи аридизации климата и формирование эолового рельефа в умеренных широтах Внутренней Азии в кайнозое // В сб.: Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий (Мат-лы Международ. науч.-практ. конф.). – Барнаул: Изд-во Алтайского ГУ, 2005. С. 109–112.
44. *Зыкин В. С., Зыкина В. С., Зажигин В. С.* Верхний плиоцен и плейстоцен юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, изменения природной среды и климата // В кн.: Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований (Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода). – М.: ГЕОС, 2007. С. 141–143.
45. *Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А.* Новые данные об изменении природной среды и климата в позднем плейстоцене юга Западно-Сибирской равнины по осадкам котловины озера Аксор // В кн.: Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Вып. 1. – Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2002. С. 220–233.
46. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 254 с.
47. *Имаев В. С., Барышников Г. Я., Лузгин Б. Н. и др.* Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. – Барнаул: Изд-во АГУ, 2007. 234 с.
48. *Казаринов В. П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
49. *Казьмин С. П.* Современные и древние взвешенные эоловые наносы // Геоморфология. № 3, 2010. С. 46–51.
50. *Казьмина Т. А.* Стратиграфия и остракоды верхнего плиоцена и нижнечетвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1975. 107 с.
51. *Казьмина Т. А.* Остракоды кочковской свиты и ее аналогов // В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 31–36.
52. *Каримов К. И., Любецкий В. Н. и др.* Глубинное строение литосферы Юго-Западного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований // Геология Казахстана. № 5, 1994. С. 69–79.
53. *Кейфильман Г. А., Золоев К. К.* Изучение метаморфических комплексов. – М.: Недра, 1989.
54. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. – М.: Недра, 1978. 287 с.
55. *Кольхалов Ю. М., Шигрев А. Ф.* Формации и полезные ископаемые кайнозоя северной и западной окраин Алтае-Саянской складчатой области // В сб.: Формационный анализ в геологических исследованиях (Мат-лы науч.-практ. конф.). – Томск: Изд-во ТГУ, 2002. С. 58–60.
56. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров и др. (гл. ред. А. Ф. Морозов). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
57. *Кужельный Н. М.* Об абсолютном возрасте гранитоидов Северо-Западного Алтая // Геология и геофизика. № 3, 1962. С. 49–54.

58. *Кужельный Н. М., Лоскутов Ю. И., Дмитриева Л. А.* Коры выветривания Алтайского края // В сб.: Алтайский регион в фокусе глобальных земных проблем (Мат-лы Международ. науч.-практ. конф.). – Барнаул, 2006. С. 80–87.
59. *Кужельный Н. М., Родин Р. С., Лоскутов Ю. И. и др.* Мезозойско–кайнозойские коры выветривания Алтайского края и их золотоносность // В сб.: Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири (Мат-лы науч.-практ. конф.). – Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 79–86.
60. *Кузельный В. С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. 342 с.
61. *Кузельный В. С., Стучевский Н. И., Бедарев Б. П. и др.* Прииртышский рудный район Алтая (геология и особенности металлогении). – Алма-Ата, 1975. 240 с.
62. *Кульков Н. П., Перегудов Л. Г., Тимкин В. И., Куриленко А. В.* Брахиоподы и криноидеи верхнего жигета северо-западного Алтая // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири. Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. С. 66–93.
63. *Кулькова И. А., Волкова В. С.* Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. Т. 38, № 3, 1997. С. 581–595.
64. *Лопатников В. В., Изох Э. П., П. В. Ермолаев и др.* Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. – М., 1982. 248 с.
65. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. – М.: Наука, 1988.
66. Магматические комплексы Казахстана: Уральская и Зайсанская складчатые системы. – Алма-Ата: Наука, 1983. 220 с.
67. *Малолетко А. М.* Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во ТГУ, 1972. 230 с.
68. *Малолетко А. М.* К вопросу о возрасте касмалинской свиты Степного Приобья // В сб.: Вопросы географии Сибири. Вып. 8. – Томск: Изд-во ТГУ, 1974. С. 72–78.
69. *Малолетко А. М.* Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: ТГУ, 2008. 288 с.
70. *Мартынов В. А.* К вопросу о ходе палеогеновой трансгрессии на юге Западно-Сибирской низменности // В сб.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса (Мат-лы науч. конф.). Ч. II. – Новосибирск, 1970. С. 113–115.
71. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. В. С. Суркова. – М.: Наука, 1988. 195 с.
72. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, В. В. Степанов и др. – Алма-Ата, 1983. 240 с.
73. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Золото / Б. И. Беневольский, Е. И. Блинова, А. В. Бражкин и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 128 с.
74. *Ненашева Г. И., Михайлов Н. Н.* Палинологические исследования голоценовых отложений на юге Западной Сибири на примере оз. Рублево // В сб.: Вестник Томского государственного университета. Серия «Науки о Земле». № 3 (IV), 2003. С. 80–81.
75. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 263 с.
76. *Никитин В. П.* Олигоценые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // В кн.: Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989. С. 26–31.
77. *Николаев В. А.* Ландшафты азиатских степей. – М.: Изд-во МГУ, 1999. 288 с.
78. *Новиков И. С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
79. *Нусилов Е., Нариев В. А., Шиганов А. А.* Крупномасштабное золотосульфидное оруденение терригенных образований Западной Калбы // Геология и разведка недр. № 4, 1997. С. 31–40.
80. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М.: Роскомнедра, Геокарт, 1992. 100 с.
81. *Панычев В. А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
82. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – М.: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. 217 с.
83. Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях (Методические рекомендации). – Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
84. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
85. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. – М.: Недра, 1974. 444 с.
86. *Подобина В. М., Ксенева Т. Г.* Новые данные по биостратиграфии верхнего мела юга Западной Сибири // В сб.: Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Мат-лы IV Всерос. совещ.). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 140–142.
87. *Подобина В. М., Ксенева Т. Г.* Палеозоогеография Западной Сибири в кампан–маастрихтское время // Известия Бийского отделения географического общества. Вып. 30. – Бийск: БПГУ, 2009. С. 59–64.
88. *Поцелуев А. А., Ананьев Ю. С., Житков В. Г. и др.* Дистанционные методы геологических исследований, прогноза и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). – Томск: STT, 2007. 228 с.
89. Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975. 352 с.
90. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен: элементы прогноза. Региональная палеогеография. Вып. 1. – М.: Наука, 1993. 102 с.
91. Разрез новейших отложений Алтая. – М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
92. *Растворова В. А.* Молодые движения Предалтайской равнины // Бюллетень МОИП, отдел геологии. Т. 55, вып. 3, 1980. С. 17–29.

93. Региональные геолого-геохимические эталоны при среднемасштабных геологосъемочных работах. Методические рекомендации / Г. М. Беляев, В. Е. Руденко и др. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 187 с.
94. Редкометалльное оруденение Казахстана / Г. Н. Щерба, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило и др. – Алма-Ата, 1988. 224 с.
95. 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. 130 с.
96. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (г. Алма-Ата, 1986 г.). Ч. I. Докембрий и палеозой. – Алма-Ата, 1991. 150 с.
97. Российский металлогенический словарь (МПР РФ, ВСЕГЕИ). – СПб: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.
98. *Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А. и др.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. № 1, 1982. С. 44–58.
99. *Русанов Г. Г.* Западные предгорья Алтая в мезозое и кайнозое. – Бийск: БПГУ, 2009. 142 с.
100. *Русанов Г. Г.* Литология и условия накопления нижнеолигоценых отложений атлымской и новомихайловской свит в погребенной долине на Предалтайской равнине // В сб.: Актуальные вопросы литологии (Мат-лы VIII Уральского литолог. совещ.). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 264–266.
101. *Русанов Г. Г., Шпанский А. В., Орлова Л. А.* Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях // В кн.: Эволюция жизни на Земле (Мат-лы IV Международ. симпозиума). – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 645–648.
102. *Рычков В. М., Иванова С. Г., Ильиных В. М. и др.* О гипсоносных толщах Алтая // В сб.: Природные ресурсы Горного Алтая. № 2. – Горно-Алтайск, 2005. С. 89–96.
103. *Рычков В. М., Рычков С. В., Рычкова С. И. и др.* Ресурсы природной соды на Алтае // В сб.: Природные ресурсы Горного Алтая. № 2. – Горно-Алтайск, 2006. С. 46–50.
104. *Селин П. Ф., Туркин Ю. А., Федак С. И.* Перспективы золотого оруденения северо-запада Калбы и Иртышской зоны смятия // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии (Мат-лы Международ. конф.). – Алматы–Усть-Каменогорск, 2010. С. 159–160.
105. *Сладкопевцев С. А.* Новейший этап развития речных долин. – М.: Недра, 1977. 200 с.
106. Стратиграфический словарь СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. 1283 с.
107. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. 622 с.
108. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полумом 2). – М.: Недра, 1984. 556 с.
109. Структурный анализ Иртышской зоны хрупко- и вязкопластичного течения горных пород (Северо-Восточный Казахстан) / В. Г. Владимиров, А. В. Травин, А. В. Плотноков и др. // В сб.: Материалы Международного научного семинара «Структурный анализ в геологических исследованиях». – Томск: ЦНТИ, 1999. С. 60–64.
110. Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях. – М.: Роскомнедра, Госкомнедра Украины, Геокарт, МАНПО, 1994. 256 с.
111. *Туркин Ю. А., Федак С. И., Селин П. Ф.* Структурная позиция стратиформного золото-полиметаллического оруденения Рудного Алтая // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии (Мат-лы Международ. конф.). – Алматы–Усть-Каменогорск, 2010. С. 74–75.
112. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
113. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.
114. *Финько Е. А.* Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. – М.: Наука, 1973. 93 с.
115. *Хисамутдинов М. Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. – Л.: Недра, 1978. 195 с.
116. *Хорева Б. Я., Блюман Б. А.* Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойский и мезозойских складчатых областей Средней Азии. – Л.: Недра, 1974. 215 с.
117. *Чекалин В. М.* Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. № 10, 1991. С. 75–89.
118. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* О зональности размещения редкометалльного оруденения на Юго-Западном Алтае. № 2. – Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1979. С. 18–30.
119. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата, 1984. 240 с.
120. Эпохи региональных континентальных перерывов. – Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1982. 201 с.
121. *Moreno A., Targarona J., Henderiks J. et al.* Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyr. – Quaternary Science Reviews, v. 20, 2001. P. 1327–1339.

Фондовая

122. *Адаменко О. М., Колыхалов Ю. М., Дручин И. С.* Материалы к государственной геологической карте Союза СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-IV (Отчет Рубцовской партии по редакционно-увязочным работам 1962–1965 гг.). Т. 1–3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1965.
123. Баланс нерудного сырья по Алтайскому краю (по состоянию на 01.01.2002 г.). – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.

124. Балансы запасов полезных ископаемых по Алтайскому краю за 2007 год. Нерудное сырье и металлы. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2008.
125. *Бальтер Б. Л.* Совершенствование методики изучения вещественного состава девонских отложений Рубцовского района с полевым изучением опорных разрезов с целью выработки поисковых критериев скрытых полиметаллических месторождений. Т. 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
126. *Бибикова Н. В., Рыбакова Е. Х.* Отчет о поисково-оценочных работах на гипс в Рубцовском, Угловском, Локтевском и Змеиногорском районах Алтайского края (титул 2216). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1991.
127. *Бородавко В. Г., Рыжковский М. И.* Региональная (перспективная) оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна (Алтайский край). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1980.
128. *Бузоверов Ю. Н., Половникова Л. М., Белоусов Г. Г. и др.* Поисковые работы на полиметаллическое оруделение рудноалтайского типа на Склюихинской площади в центральной части Рубцовского района (Алтайский край) (Отчет о результатах работ за 2007–2009 гг.). Т. 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2009.
129. *Бузоверов Ю. Н., Рязанова Е. Н., Васильев Ю. В.* Результаты поисковых работ на каменный уголь в пределах Ново-Александровской площади в 1999–2002 гг. Т. 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2003.
130. *Букалов К. П., Таллако Н. П.* Отчет Славгородской геофизической экспедиции за 1952 г. Т. 1. – КФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1954.
131. *Ванюков В. С.* Отчет Бийско-Барнаульской партии за 1966 год (Угловский участок). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1967.
132. *Васильев А. В., Исаев И. А.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель в совхозе «Авангард», Угловского района за 1979–1981 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1981.
133. *Васильев А. В., Красильников К. Д.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель в совхозе «Ракитовский». Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1979.
134. *Ганжа П. Б., Ганжа С. А., Бойко И. П.* Геофизические исследования в северо-западной части Рудного Алтая (Отчет о работах Ключевской и Гравиметровой партий за 1958 г.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1959.
135. *Гетман Н. А., Троицкий С. В., Королева Е. А.* Месторождение лечебных грязей озера Горькое-Перешеечное (Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных ООО «Недра» в 2002–2003 гг. в Егорьевском районе Алтайского края). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2003.
136. *Голубева Т. Л.* Формовочные пески боров северо-западной оконечности Кулундинской степи (Отчет о результатах работ Рубцовского геолого-поискового отряда, проведенных в 1944 г. на формовочные пески). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1945.
137. *Груздева О. И., Фролова Л. Ф., Бончик В. И.* Геологический отчет о детальной разведке торфяного месторождения «Конские могилки» Рубцовского района Алтайского края. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
138. *Гутак Я. М.* Стратиграфия и история развития Алтая в девонское и раннекаменноугольное время (Дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н. – Новокузнецк, 1997. 314 с.
139. *Демчук Л. Ф., Корнев Л. К.* Отчет Катунской партии за 1982–1986 гг. о систематизации материалов по физическим свойствам горных пород в Рудном и Горном Алтае и пополнению карт геофизической изученности. Т. 1–3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1986.
140. *Деревягина И. А.* Отчет о результатах поисковых работ на кирпичное сырье для совхоза «Партизанский» в Волчихинском районе Алтайского края, проведенных Партизанским отрядом в 1985–1987 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
141. *Жульмина Г. А.* Обновление карты месторождений подземных вод Алтайского края (Информационный отчет на выполнение научно-технической продукции по договору № 24-нт/2003 г.). Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2004.
142. *Иванов М. П.* Поисково-оценочные работы на кирпичное сырье в Волчихинском, Угловском, Солонешенском районах Алтайского края (Отчет о результатах работ, проведенных Алтайским отрядом в 1987–1990 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1990.
143. *Иванов М. П., Леутин В. Г., Ильиных В. М.* Отчет по детальной разведке Михайловского месторождения соды (системы озер Танатар 1-6-Кучерпак), озер Горчиное и Селитренное с целью коренной переоценки запасов солей в поверхностной рапе, донных отложениях и подземных рассолах (По результатам работ Содового 2 отряда за 1971–1983 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.
144. *Ильиных В. М.* Поисково-оценочные работы на природную соду в Южной части Кулундинской впадины (Отчет о результатах работ Соляноозерного отряда за 1986–1991 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1992.
145. *Карабицина Л. П., Дым Л. С.* Региональное гидрогеологическое и геоэкологическое изучение территории Алтайского края и Республики Алтай (Информационный отчет о работах, проведенных на объекте №3.3 за 2001–2002 гг.). Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.
146. *Караулов В. Б., Филатова Л. К., Никитина М. И.* Структурно-формационный анализ строения Змеиногорского рудного района применительно к масштабу 1 : 50 000 с целью прогнозной оценки и направления поисковых работ на полиметаллические руды. Т. 1, 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1991.
147. Карта месторождений подземных вод Алтайского края. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2005.
148. *Кац В. Е., Кудрявцева Т. Н., Ченцова Н. П.* Результаты геолого-экологических исследований и картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территории Алтайского края и Республики Алтай. Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1996.
149. *Квасов Б. М.* Отчет по поискам подземных вод для водоснабжения с. Ракиты Рубцовского района Алтайского края за 1993–2004 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2004.

150. *Квасов Б. М.* Отчет по поискам и оценке запасов питьевых подземных вод для водоснабжения сел Куйбышево, Наумовка Угловского района за 2005–2006 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2006.
151. *Комаров А. М., Ашуркова Н. М., Веселов Л. Г.* Промежуточный отчет Аэрогеофизической партии за 1966 г. Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1967.
152. *Кочетков И. А.* Тектоническое районирование и закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая по геофизическим данным (Отчет Алейской и Катунской партий по камеральным работам за 1973–1975 гг.). Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1975.
153. *Кочетков И. А., Байдуков Н. П.* Отчет Рубцовской партии за 1962–1963 гг. по геофизическим исследованиям в помощь геологическому картированию (Листы М-44-II, III, IV, IX). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1964.
154. *Крестовоздвиженский Ю. М., Аникеев В. Н.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для водоснабжения сел Ново-Егорьевское, Сросты, Титовка и Первомайское Егорьевского района Алтайского края за 1979–1983 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.
155. *Куприн В. И., Комаров А. М., Веселов Л. Г.* Результаты аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 50 000 на Рубцовском, Ануйском, Кузнецком и Узасском участках (Отчет о работах Аэрогеофизической партии за 1960 г.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1961.
156. Легенда Западно-Сибирской серии Омско-Кулундинской подсерии (Новосибирская, Омская области и Алтайский край) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. – Новосибирск: АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.
157. Легенда Алтайской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Объяснительная записка / Гл. ред. Шокальский С. П. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1999.
158. *Лифантова А. А., Васильев И. Н., Кузнецова Н. М.* Отчет Поспелихинской партии за 1946 г. по поискам песков и огнеупорных глин Предалтайского плато и по детальной разведке Кормихинского месторождения формовочных песков и Ивановского месторождения огнеупорных глин. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1947.
159. *Лишкевич В. В., Ситченков Н. М., Давыдов А. Я. и др.* Геологическая карта северо-западной части Рудного Алтая. Николаевская и Золотушинская площади (Отчет Успенской партии о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1960–1963 гг.). Т. 1–3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1964.
160. *Лукьянский В. А., Лукьянская Н. Г., Карташова Н. В. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на Панфиловском участке, проведенных Рубцовской партией в 1977–1979 гг. Т. 3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1980.
161. *Ляшенко П. А., Букишань Н. П.* Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель совхоза «Угловский» за 1977–1978 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1978.
162. *Мамонов М. П.* Детальные поиски и предварительная разведка подземных вод для целей орошения земель совхозов «им. XXIV съезда КПСС», «Целинный», «Нива», «Партизанский» Волчихинского района Алтайского края. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1989.
163. *Мамонтов Н. Ф., Кобылко А. И.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 территории деятельности ГПП «Запсибгеология» (Отчет Аэрогеофизической партии НКГЗ о результатах работ, выполненных на Алтае-Кузнецком участке в 1988–1995 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1996.
164. *Марченко П. Г.* Гидрогеологическое районирование и составление легенды Омско-Кулундинской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной гидрогеологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Отчет участка АИС ИГ по работам 1999–2001 гг.). Кн. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.
165. Материалы СФ «Березовгеология», 2007.
166. *Мацук А. М., Ляшенко П. А.* Отчет по комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке со съемкой четвертичных отложений для целей мелиорации Алейской оросительной системы IV очереди масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-44-III, IV за 1989–1991 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1991.
167. *Микунов М. Ф., Башкатов В. М., Бурдина С. Д. и др.* Изучение тектонического строения фундамента южной части Кулундинской впадины с целью выявления перспектив на полиметаллическое оруденение. Т. 1, 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1976.
168. *Миртов Ю. В., Валиулин В. Г., Бородина Е.* Опыт-методические работы по разработке методики прогнозной оценки Кемеровской области и Алтайского края на агрохимсырье (с полевыми работами) (Отчет Торфовиванитового отряда Литологической партии за 1986–1990 гг.). Т. 4. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1990.
169. *Митин А. И., Залиева Е. Я., Савченко В. Н.* Отчет о поисках полиметаллических месторождений на Шубинском участке в Егорьевском районе Алтайского края (Отчет Лебяжинского отряда на 1982–1987 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1987.
170. *Михайлов В. Ф., Герасько М. А., Карасев Б. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Рудного Алтая. Листы М-44-19-В, Г (Кизихинское, Рубцовское) (Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 за 1969–1974 гг.). Т. 3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1974.
171. *Михайлов В. Ф., Лукьянская Н. Г., Михайлова Л. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Западной части Рудного Алтая. Листы М-44-19-А, М-44-7-В (Рубцовск, Первомайский) (Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 за 1972–1977 гг.). Т. 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1977.
172. *Москаленко С. И.* Геологическое строение и перспективы на полиметаллы Коростелевского и Угловского участков (Отчет Кузнецовской партии по поисковым работам за 1967–1971 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1972.

173. Назаров Г. В., Саньков И. Н., Артемьев В. Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Прииртышского района (Отчет Черемшанской партии по геологическому доизучению и глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-44-56-Б, Г-б; М-44-57-В, Г; М-44-69-А-б, Б; М-44-70-В, проведенных в 1982–1986 гг.). Т. 1. – Усть-Каменогорск: ГФ ТОО «Геоинцентр-Восток», 1986.
174. Овчинников А. А., Веселов Л. Г., Комаров А. М. Отчет Аэрогеофизической партии за 1962 г. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1963.
175. Осмушкин Б. С., Лян Д. Д. Отчет по поисково-разведочным работам Алтайской гидрогеологической партии для водоснабжения сельскохозяйственных объектов Алтайского края, Угловский участок. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1967.
176. Петропольская А. А. Отчет о поисково-разведочных работах на сырье для обыкновенного и силикатного кирпича в районе с. Новогорьевского Алтайского края (Работы Егорьевской партии за 1966–1970 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1970.
177. Половникова Л. М., Черных А. Ф. Обобщение геолого-геофизических материалов по золотоносности и сереброносности северо-западной части Рудного Алтая за 1991–2001 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2001.
178. Придухин А. Г. Пояснительная записка к регистрационной карте месторождений строительных материалов, солей и прочего нерудного сырья Алтайского края. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1998.
179. Придухин А. Г., Бельтер Б. Л., Сухарева М. П. и др. Отчет о результатах поисковых работ на Новогорьевском участке за 1977–1983 гг. Т. 3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.
180. Рыбакова Е. Х. Отчет о поисках песков для силикатного кирпича в Егорьевском и Рубцовском районах Алтайского края (по работам Лебяжинского отряда за 1978–1982 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1982.
181. Рыборак В. М., Шокурова В. П., Чайко Ж. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов М-44-6-В, М-44-18-А, Б, Г (Отчет Угловской партии по глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 территории листов с целью оценки перспектив на полиметаллические руды за 1978–1979 гг.). Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1979.
182. Рычков В. М., Иванова С. Г., Ильиных В. М. Результаты поисков месторождений природной соды в юго-восточной части Кулундинской впадины (Отчет Бийско-Барнаульской партии о результатах поисковых геофизических работ за 1982–1988 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1989.
183. Смирнов Н. В., Квашина Т. С., Корнев Л. Е. Результаты опытно-методических работ по переинтерпретации материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 листов М-44-17-Б, В, Г (Отчет Алейской партии за 1986 г.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1986.
184. Сорокин Б. В., Кочетков И. А., Кочуркова Л. И. и др. Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1 : 50 000. Рубцовский рудный район (Отчет Поисково-ревизионной партии о работах, проведенных в 1970, 1972, 1977 гг. по темам Б.1.4./312(12)-79-2/59 и Б.1.1./312(12)-79-2(291)). Т. 1, 3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1977.
185. Сорокин Б. В., Синдяева Л. П., Гладко А. Б. Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1 : 50 000 Рубцовский рудный район // Составление сводной геологической и прогнозно-металлогенической карт Рубцовского рудного района в масштабе 1 : 50 000. Листы М-44-7-В, Г и М-44-19-А (Отчет Новофирсовского ПСО о работах, проведенных в 1978, 1982–1983 гг. по теме Б.1.4./312(12)-38-1/403). Т. 3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1983.
186. Сыроватская М. Н. Михайловское месторождение соды (Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в 1961–1962 гг. Содовым отрядом с подсчетом запасов на 01.01.1962 г.). – Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1963.
187. Токаренко В. Н., Васильева Ф. Г. Отчет по поискам и разведке подземных вод для орошения земель совхозов «Ленинский», «Страна советов», «Знамя коммунизма» Угловского района за 1979–1981 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1981.
188. Фатин В. И. Отчет Алейской и Локтевской партий за 1973 г. по комплексным геофизическим исследованиям масштаба 1 : 10 000 в Золотушинском рудном районе и гравиметрической съемке масштаба 1 : 50 000 на Озерно-Кузнецовском участке. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1974.
189. Фатин В. И. Отчет Алейской партии за 1974–76 гг. о геофизических работах по изучению глубинного геологического строения Новофирсовского участка (листы М-44-9 В, Г, 21-А-а, б) и Озерно-Кузнецовского района (листы М-44-6-В, 18-А, В) в северо-западной части Рудного Алтая. Т. 1. АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1977.
190. Федак С. И., Туркин Ю. А., Селин П. Ф. и др. ГДП-200 в пограничных районах Алтая и Казахстана за 2004–2008 гг. Листы М-44-IX, X, XI, XII, М-45-XIII. Т. 1–6. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2008.
191. Чайко В. Я., Чайко Ж. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов М-44-29-Б, М-44-30-А и участка Угловский (Отчет Угловской партии по глубинному геолого-геофизическому картированию масштаба 1 : 50 000 и поискам полиметаллических месторождений за 1972–1975 гг.). Т. 1, 2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1975.
192. Шакирова Е. Х. Отчет о поисках песков для силикатного кирпича в Егорьевском районе Алтайского края (по работам Новогорьевского отряда за 1974 г.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1975.
193. Шаров Г. Н. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (Кемеровская и Новосибирская области, Алтайский край, Республика Алтай). Т. 8. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 2002.
194. Шишов В. И., Фрейлих В. Б. Отчет о поисках и разведке подземных вод для водоснабжения Волчинского группового водопровода за 1985–1986 гг. Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1986.

195. *Шлаин М. Я., Рубаха Ф. И.* Тектоническое районирование западной части Алтае-Саянской области (Отчет Горно-Шорской гравиметрической партии за 1965–1966 гг.). Т. 1. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1966.
196. *Щигрев А. Ф., Жевагин Д. А., Куропаткин Ю. В.* Материалы к государственной геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-III (Отчет Угловской партии по редакционно-увязочным работам 1962, 1965–1967 гг.). Т. 1–3. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1967.
197. *Юров Л. М., Кужельный Н. М., Нечаева Е. К. и др.* Материалы к Государственной геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-44-IX (Отчет Бородахинской партии по геологосъемочным работам 1962–1964 гг.). Т. 1–2. – АФ ФГУ «ТФГИ по СФО», 1965.

Список крупных (МК), средних (МС) и малых (ММ) месторождений полезных ископаемых, показанных на карте мел-четвертичных образований листа М-44-III

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Торф</i>					
I-2	3	Зимник (ММ)	К	[168]	Оценено
I-2	5	Ножка (МС)	К	[168]	Оценено
I-4	1	Рыбалка II (ММ)	К	[168]	Оценено
I-4	3	Соловьиха (МС)	К	[168]	Оценено
I-4	4	Рыбалка III (ММ)	К	[168]	Оценено
I-4	5	Пьявочное (ММ)	К	[168]	Оценено
I-4	6	Ховрино (ММ)	К	[168]	Оценено
II-3	6	Степная Лабза (МК)	К	[168]	Оценено
III-3	15	Чернокоровниковское (МК)	К	[168]	Оценено
IV-1	9	Угловская (Угловая) Лабза (МК)	К	[168]	Оценено
IV-2	3	Безымянное (МС)	К	[168]	Оценено
IV-3	3	Конские могилки (Митянино) (ММ)	К	[137, 168]	Разведано
НЕРУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Мергель</i>					
I-2	7	Усть-Волчихинское (ММ)	К	[168]	Разведано
IV-1	4	Ивановское (ММ)	К	[196]	Не оценено
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Суглинки и глины кирпичные</i>					
I-1	4	Усть-Волчихинское (ММ)	К	[124, 142]	Разведано. Эксплуатировалось
I-1	7	Партизанское (Бор-Форпостовское) (ММ)	К	[140, 168]	Разведано
II-2	12	Симоновское (ММ)	К	[196]	Эксплуатировалось
II-4	47	Егорьевское (ММ)	К	[196]	Эксплуатировалось
II-4	51	Новогорьевское (ММ)	К	[124, 176]	Разведано. Эксплуатируется
II-4	57	Новогорьевское I (ММ)	К	[124]	Разведано. Эксплуатировалось. Застроено
III-2	10	Угловское I (ММ)	К	[196]	Разведано. Эксплуатировалось. Застроено
IV-1	13	Угловское (ММ)	К	196]	Разведано. Эксплуатировалось
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
II-4	43	Боровое (ММ)	К	[176, 178, 196]	Разведано
II-4	45	Новогорьевское (ММ)	К	[196]	Эксплуатируется
III-4	49	Шубинское (ММ)	К	[178, 180, 192]	Опоисковано
III-4	50	Лебяжинское-I (МК)	К	[178, 180, 192]	Опоисковано
Прочие ископаемые					
<i>Песок формовочный</i>					
II-3	7	Кормихинское (ММ)	К	[136, 158, 196]	Разведано
II-4	53	Лебяжинское (ММ)	К	[136, 196]	Разведано
<i>Сапунель</i>					
I-1	5	Озеро без названия (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-1	6	Озеро без названия (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-1	8	Озеро без названия (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-2	6	Озеро без названия (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-2	8	Озеро без названия (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-2	9	Оз. Топкое (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-2	11	Оз. Золотое (ММ)	К	[168]	Опоисковано
I-2	12	Оз. Чайчье (ММ)	К	[168]	Опоисковано
II-2	4	Оз. Маралье (ММ)	К	[168]	Опоисковано

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-2	5	Оз. Белое (МС)	К	[168]	Опоисковано
II-2	7	Оз. Валовое (МС)	К	[168]	Разведано
II-2	10	Оз. Ракиты (ММ)	К	[168]	Опоисковано
II-2	11	Оз. Беленькое (ММ)	К	[168]	Опоисковано
III-2	7	Оз. Чернокоровниковское (МС)	К	[168]	Опоисковано
III-2	8	Оз. Степное (ММ)	К	[168]	Оценено
III-2	9	Оз. Рыбальное (МС)	К	[168]	Оценено
III-2	12	Оз. Кузнецово (МС)	К	[168]	Оценено
III-3	13	Оз. Нагибино (МС)	К	[168]	Разведано
IV-1	11	Оз. Ляпухина (МС)	К	[168]	Опоисковано
IV-2	2	Оз. Мухино (МС)	К	[168]	Оценено
IV-3	6	Оз. Коростелевское (ММ)	К	[168]	Оценено
СОЛИ					
Сода					
II-4	52	Оз. Горькое (Горько-Перешеечное) (ММ)	К	[144, 178, 182]	Разведано
III-1	4	Оз. Селитренное (Соленое) (ММ)	К	[123, 124, 143, 182]	Разведано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Питьевые воды					
I-2	1	Водозабор ОАО «Волчихинский маслосырзавод»	К	[147]	Эксплуатируется
I-2	4	Верхневолчихинское (ММ)	К	[147]	Разведано
I-4	2	Сростинское (МС)	К	[147]	Разведано
II-4	48	Водозабор ОАО «Алтайэнерго»	К	[147]	Эксплуатируется
II-4	55	Водозабор МОУ ДОД «ДООЛ «Лето»	К	[147]	Эксплуатируется
II-4	56	Водозабор ЗАО «Лебяжье»	К	[147]	Эксплуатируется
III-2	11	Озерно-Кузнецовское (ММ)	К	[147]	Эксплуатируется с 1984 г.
IV-1	8	Водозабор ЗАО «Угловский маслозавод»	К	[147]	Эксплуатируется
Технические воды					
I-1	2	Волчихинское, уч. Усть-Волчихинский (ММ)	К	[147]	Разведано
I-1	3	Волчихинское, уч. Боровой Форпост (ММ)	К	[147]	Разведано
II-2	14	Симоновское (ММ)	К	[147]	Разведано
IV-1	3	Великооктябрьское (ММ)	К	[147]	Эксплуатируется с 1983 г.
IV-1	12	Угловское (ММ)	К	[147]	Разведано
Грязи лечебные					
II-4	49	Лебяжинское (оз. Перешеечное) (ММ)	К	[196]	Законсервировано
II-4	54	Оз. Горькое-Перешеечное (ММ)	К	[124, 135]	Эксплуатируется с 2003 г.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО), геофизических аномалий (ГА), показанных на карте полезных ископаемых листа М-44-III Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь бурый</i>				
П-4	19	Скв. 113, инт. 244,8–245,8 м	[179]	П. Приурочено к отложениям луговской свиты нижней-средней юры. Угольный пласт мощностью 1 м перекрывается углистыми аргиллитами с тонкими (до 2 мм) прослойками и линзами полублестящего угля, а подстилается разнотельными темно-серыми песчаниками. Цвет угля от матового до блестящего, излом угловатый, текстура линзовидно-полосчатая. Угол падения слоистости угля 30–35°. В начале интервала в угольном пласте отмечаются прослойки (до 2 см) углистых аргиллитов. Скв. 112, расположенной в 700 м севернее, в инт. 249,9–250,0 м встречен угольный прослой мощностью 0,1 м. По единичным петрографическим определениям и химическим анализам, выполненным на смежной площади листа М-44-IV, угли бурые, возможно и длиннопламенные
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Хром</i>				
IV-4	7	Скв. 44, инт. 267,7–267,9 м	Авторы	ПМ. В аподунитовом серпентините сарбасского комплекса крутопадающий прожилок (под углом 20° к оси зерна) мощностью 4–5 мм, сложенный мелкими (до 2 мм) кристаллами темно-коричневого до черного хромита октаэдрической и кубической формы в ассоциации с чешуйчато-линоватым серпентином и кальцитом
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
П-2	2	Скв. 16, гл. 185,0 м	Авторы	ПМ. Песчано-гравийные отложения существенно кварцевого состава и переслаивающиеся пески, алевролиты, углистые породы с включением гравия и гальки. В гальке кварцевого песчаника с сульфидным цементом содержания (%; г/т): Cu – 0,3, As – 0,3, Au – 0,004, Zn – 0,03, Co – 0,008; Ag – 8
П-3	1	Скв. 7-В, инт. 315,0–324,0 м	[181]	ПМ. В биотит-роговообманковых гранитах по трещиноватости (под углом 15–20° к оси зерна) зонки окварцевания (1,5–2 см) с мелкой вкрапленностью халькопирита и незначительным количеством пирита. Содержание Cu – 0,03%. Формация медно-кварц-сульфидная
П-3	5	Скв. 32-В	[181]	ПМ. В ороговикованных и хлоритизированных алевролитах трещины залечены эпидотом, хлоритом, кварцем и содержат сульфидную минерализацию (пирит, реже - халькопирит). Содержания (%): Cu – 0,1, Pb – 0,002, Zn – 0,05
П-4	7	Скв. 96, инт. 263,2–273,0 м	[179]	ПМ. В вулканомиктовых гравелитах каменевской свиты редкие вкрапленность и гнезда до 1 мм халькопирита с пиритом. В протолочке установлен малахит. Формация медно-колчеданная

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	8	Скв. 105, инт. 271,0–272,0, 255,5–269,6 м	[177]	ПМ. В эпидотизированных гравелитистых вулканомиктовых конгломератах, рассеченных дайкой диорит-порфиринов с неравномерной тонкой вкрапленностью халькопирита и пирита, содержания (%; г/т): Cu – 0,007, Pb – 0,003, Zn – 0,01, Co – 0,005, Mo – 0,0003; Ag – 0,3
II-4	9	Аномалия III, скв. 105, 200, 102, 108, 152	[179]	ПГХО. В вулканогенных отложениях каменевской свиты и вулканитах каменевского комплекса повышенные концентрации (1) меди и (2) свинца
II-4	11	Скв. 175, инт. 231,0–236,2 м	[179]	ПМ. В гравелитистых туфопесчаниках по редким трещинкам (под углом 20° к оси керна) – пленки халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,003, Pb – 0,001, Zn – до 0,02; Ag – следы
II-4	13	Скв. 111, инт. 248,1–253,4, 254,0–254,5, 261,8–268,0 м	[179]	ПМ. В толще переслаивающихся алевролитов, алевропесчаников и песчаников вкрапленность, пленки по трещинам, изометричные гнезда (до 5 мм) халькопирита. В протолочке – единичные знаки малахита. Содержания (%): Cu – 0,003, Pb – 0,003, Zn – 0,005
II-4	14	Скв. 153, инт. 245,0–254,9, 261,7–276,2 м	[179]	ПМ. В метаморфизованных терригенных отложениях корбалихинской толщи – бедная минерализация халькопирита (пленки, вкрапленность и тонкие прожилки) и пирита. Содержания (%): Cu – 0,03, Pb – 0,003, Zn – 0,02, Ba – 0,07
II-4	15	Северное-Горькое, скв. 67-Г, 131-Г	[181]	ПМ. В ороговикованных переслаивающихся песчаниках, алевролитах, аргиллитах каменевской свиты с вкрапленниками (1–2 мм) халькопирита, борнита и ковеллина; содержание Cu – 0,05%
II-4	16	Скв. 168, инт. 253,0–261,0 м	[179]	ПМ. В аргиллитах подробленных, окварцованных, кальцитизированных – тонкая вкрапленность и пленки халькопирита, пирита. В протолочке – единичные знаки малахита. Содержания (%): Cu – 0,02, Pb – 0,005, Zn – 0,007. Формация медно-колчеданная
II-4	17	Скв. 112, инт. 262,3–267,5 м	[179]	ПМ. В переслаивающихся алевролитах, алевропесчаниках и песчаниках, неравномерно пиритизированных, окварцованных и кальцитизированных, с бедной вкрапленностью и гнездами (1–3 мм) халькопирита и пирита; содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,005, Zn – 0,02, Co – 0,007
II-4	18	Скв. 147, инт. 242,0–242,5 м; скв. 113, инт. 248,6–253,8 м	[179]	ПМ. В пиритизированных песчаниках заводской свиты с рассеянной тонкой вкрапленностью халькопирита содержания (%): Cu – 0,005–0,007, Pb – 0,001–0,002, Zn – 0,005–0,01, Mo – 0,0007. Формация медно-колчеданная
II-4	20	Скв. 169, инт. 233,0–237,0 м	[179]	ПМ. В протолочке из сидеритизированных диорит-порфиринов, прорывающих отложения заводской свиты, установлены единичные знаки малахита, пирита. Содержания (%): Cu – 0,01, Pb – 0,001, Zn – 0,02
II-4	27	Скв. 58, инт. 175,5–192,0 м	[179]	ПМ. В окварцованных, эпидотизированных и хлоритизированных лавобрекчиях риодацитов с мелкими (1–2 мм) гнездами и тонкой скудной рассеянной вкрапленностью халькопирита содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,02, Zn – 0,007. Формация медно-колчеданная
II-4	29	Скв. 33-Г, инт. 100,0–105,0 м	[181]	ПМ. В гранодиоритах с прожилками кварца приурочена гнездово-вкрапленная пирит-халькопиритовая минерализация. Содержания (%): Cu – 0,007, Zn – 0,007. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	31	Скв. 52, инт. 219,0–484,0 м; скв. 53, инт. 208,0–263,8 м	[179]	ПМ. В серицитизированных, неравномерно кальцитизированных и окварцованных аргиллитах, алевролитах и песчаниках развита рассеянная неравномерная вкрапленность, редко гнезда (до 1,5 см), тонкие прожилки, пленки и псевдоморфозы по органическим остаткам халькопирита. Встречается пирит. Общий интервал минерализации составляет 177,8 м. Содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,005, Zn – 0,05, Ba – 0,5, Co – 0,005, Mo – 0,0007. Формация медно-колчеданная
II-4	33	Скв. 49, инт. 235,0–246,0 м; скв. 50, инт.	[177]	ПМ. В аргиллизированных, кальцитизированных, окварцованных и пиритизированных вулканогенно-осадочных отложениях каменевской свиты – тонкая вкрапленность, редкие гнезда (до 3 мм), нитевидные

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		218,5–236,0 м; скв. 51, инт. 205,6–233,8 м		прожилки и пленки халькопирита. Содержания (%; г/т): Cu – 0,005, Pb – до 0,03, Zn – до 0,04; Ag – 0,2. Формация медно-колчеданная
II-4	35	Скв. 110, инт. 305,0–320,0, 341,5–349,5, 364,0–367,7, 458,2, 500,2–502,3, 520,4–541 м	[179]	ПМ. В толще метаморфизованных терригенных пород силура-раннего девона отмечается бедная минерализация халькопирита, который образует пленки по трещинам и в карбонатно-кварцевых жилках, реже – вкрапленность по плоскостям расланцевания пород. Встречается пирит. Содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,007, Zn – 0,03, Ba – 0,1, Co – 0,007, Mo – 0,0005. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	38	Скв. 48, инт. 227,0–235,8 м; скв. 47, инт. 236,0–238,5 м; скв. 42, инт. 219,7–221,3, 239,0–240,0 м	[179]	ПМ. В брекчированных, кальцитизированных и окварцованных вулканогенно-терригенных отложениях каменевской свиты – рассеянная и редкая гнездовая (до 0,3 см) вкрапленность, тонкие пленки халькопирита и пирита. В скв. 42 в инт. 239,0–240,0 м на контакте расланцованных и массивных туфопесчаников, хлоритизированных и слабо окварцованных, гнезда (до 1 см) галенита. Средние содержания (%): Cu – 0,005–0,007, Pb – 0,001–0,005, Zn – 0,007–0,02. Формация медно-колчеданная
II-4	39	Скв. 36, инт. 283,5–286,0 м	[179]	ПМ. В эпидотизированных, кальцитизированных известковистых алевролитах рассеянная вкрапленность халькопирита и пирита. Содержания (%): Cu – 0,002, Pb – 0,003, Zn – 0,007, Ba – 0,05, Mo – 0,0001. Формация медно-колчеданная
III-1	2	Скв. 9, инт. 171,0–192,0 м	Авторы	ПМ. В роговиках, прорванные мелкими телами плагиогранитов с прожилками кварца мощностью до 1–2 см, редкими гнездами и прожилками эпидота. В плагиогранитах, реже в роговиках, мелкая (до 1–2 мм) вкрапленность, редкие гнезда до 2–4 мм, пленки по трещинам магнетита, гематита, халькопирита, пирита, халькозина и самородной меди (до 1–5% объема пород). Содержания (%; г/т): Cu – до 0,03, Pb – до 0,008, Zn – до 0,015, Co – до 0,004, W – до 0,02; Au – до 0,007, Ag – до 0,5
III-3	9	Скв. 298	[181]	ПМ. В ороговикованных алевролитах, по плоскостям трещин скола, выполненных кальцитом, вкрапленность пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,003, Zn – 0,007. Формация медно-колчеданная
III-3	12	Скв. 155	[181]	ПМ. В гранитах прииртышского комплекса с гнездовой, гнездово-прожилково-вкрапленной минерализацией (пирит, халькопирит, барит), приуроченной к зальбандам кварц-плагиоклазовых прожилков; содержания (%): Cu – 0,002, Zn – 0,005. Формация медно-кварц-сульфидная
III-4	3	Скв. 15, гл. 283,0 м	[169]	ПМ. В туфоконгломератах каменевской свиты с кварц-кальцит-хлорит-альбитовыми изменениями вкрапленники (0,018–0,3 мм) пирита (3%), халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,0007, Pb – 0,005, Zn – 0,005, Co – 0,001, Mo – 0,001. Формация медно-колчеданная
III-4	4	Скв. 176, инт. 250,0–260,0 м	[181]	ПМ. В риолитах каменевского комплекса обильная вкрапленность кристаллов (до 5 мм) пирита, халькопирита в виде скоплений, гнезд по всей массе породы (2%). Содержания (%): Cu – 0,003, Zn – 0,01. Формация медно-колчеданная
III-4	8	Скв. 94, инт. 323,0–328,5, 389,0–397,0 м	[169]	ПМ. В хлоритизированных и альбитизированных гравелитистых туффитах и туфопесчаниках вкрапленность пирита и халькопирита, в инт. 389,0–397,0 м – приуроченная к кальцитовым прожилкам и их зальбандам. Содержания (%; г/т): Cu – 0,003, Pb – 0,007, Zn – 0,01, Co – 0,002, Mo – 0,0002, Ba – 0,06, V – 0,01; Ag – 0,1–2,0, Au – 0,02–0,005. Формация медно-колчеданная
III-4	9	Скв. 89	[169]	ГА. ВП, интенсивностью более 4%. В порфировых риодацитах обильная вкрапленность пирита
III-4	10	Скв. 9	[169]	ГА. ВП, интенсивностью более 16%. В порфировых риодацитах обильная вкрапленность пирита (до 10%)
III-4	11	Скв. 204, инт. 256,0–268,0 м	[181]	ПМ. В осветленных и ороговикованных алевролитах, роговиках заводской свиты – гнездово-прожилковая минерализация пирита, халькопирита и борнита. Содержание Cu – 0,01%. Формация медно-колчеданная

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	12	Скв. 34, инт. 277,0–287,0 м	[169]	ПМ. В грейзенизированных риодацитах редкая тонкая вкрапленность пирита, иногда халькопирита. В прото-лочке – ильменит, сидерит, гематит, единичные зерна апатита. Содержания (%): Cu – 0,003, Pb – 0,003, Zn – 0,03, Co – 0,005, Ba – 0,07, V – 0,02, Cr – 0,02, Ni – 0,01, Mn – 0,3. Формация медно-колчеданная
III-4	13	Скв. 177, 113	[181]	ПМ. В ороговикованных алевролитах каменевской свиты – гнездово-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация, приуроченная к системе прожилков кальцита трещин, ориентированных под углом 30–38° к оси керна. Размеры гнезд сульфидов – 2–3 мм. Содержания (%): Cu – 0,01, Zn – 0,02, Ba – 0,05. Формация медно-колчеданная. Спектрохимическим анализом пробы, отобранной с глубины 278,0 м скв. 113, установлено содержание Au – 0,005 г/т
III-4	14	Скв. 203	[181]	ПМ. В ороговикованных алевролитах заводской свиты гнездово-вкрапленная минерализация халькопирита и пирита, приуроченная к кварц-хлоритовым прожилкам, к плоскостям трещин скола, где она наблюдается в виде тонких (до 1 мм) тонкозернистых пленок и корочек. Содержания (%): Cu – 0,001, Zn – 0,005, Pb – 0,0005. Формация медно-колчеданная
III-4	17	Скв. 28, инт. 223,0–226,0 м; скв. 26, инт. 245,0–252,0 м	[169]	ПМ. В ороговикованных с наложенной гидрослюдизацией риодацитах в скв. 28 – густая вкрапленность пирита, единичные зерна халькопирита и марказита. В скв. 26 – равномерная вкрапленность пирита (1–5%) и пирротина (1–2%), единичные зерна халькопирита (до 0,02 мм) и сфалерита, вкрапленники ильменита до 2%, лейкоксена, сфена, единичные зерна титаномагнетита. Содержания (%): Cu – до 0,01, Pb – 0,006, Zn – 0,007, Co – 0,004, Ba – 0,08. Аномалия ВП, интенсивностью более 4%. Формация медно-колчеданная
III-4	19	Скв. 265	[181]	ПМ. В вулканитах кислого состава, по плоскостям трещин отдельности – вкрапленность халькопирита и пирита. Содержания (%): Cu – 0,003, Pb – 0,002, Zn – 0,03
III-4	21	Скв. 266, инт. 241,0–242,0 м	[181]	ПМ. В эффузивах кислого состава вкрапленность халькопирита. Содержание (%): Cu – 0,003, Pb – 0,01. Формация медно-колчеданная
III-4	22	Скв. 65, инт. 207,5–215,3 м	[169]	ПМ. В гранодиоритах волчихинского комплекса, интенсивно амфиболизированных, серицитизированных, калишпатизированных, с редкими прожилками эпидота. В зальбандах жилок (до 7 мм) хлорит-гематит-кварцевого состава отмечаются редкие гнездовые (до 3 мм) скопления халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,01, Pb – 0,003, Zn – 0,05, Co – 0,007, Ba – 0,03, Mn – 0,3. Формация медно-кварц-сульфидная
III-4	23	Скв. 76	[169]	ПМ. В андезибазальтах каменевского комплекса жилы по трещинам, выполненным каолинитом и кварц-эпидотовым агрегатом, в центральной части которых – вкрапленность пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,02, Pb – 0,004, Zn – 0,03, Co – 0,006, Ba – 0,03. Формация медно-колчеданная
III-4	24	Скв. 77, инт. 207,0–210,0 м	[169]	ПМ. В андезибазальтах каменевского комплекса, измененных (эпидот-кварц-хлорит-серицит) – тонкая вкрапленность пирита и халькопирита. В аншлифе установлена вкрапленность анатаза до 1%. Содержания (%): Cu – 0,03, Pb – 0,004, Zn – 0,04, Co – 0,01. Формация медно-колчеданная
III-4	25	Скв. 226	[181]	ПМ. В субвулканических образованиях каменевского комплекса вкрапленники (до 1,5 мм) пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,02, Pb – 0,001, Zn – 0,02, As – 0,005. Формация медно-колчеданная
III-4	26	Скв. 273, 274, 275	[181]	ПМ. В туфах кислого состава тонкая вкрапленность пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,01, Zn – 0,02. Формация медно-колчеданная
III-4	27	Скв. 81	[169]	ГА. ВП, интенсивностью до 4%. В брекчированных туфопесчаниках интенсивная рассеянная гнездовая вкрапленность пирита. Формация медно-колчеданная
III-4	29	Скв. 45, гл. 270,0 м	[169]	ПМ. В гранодиоритах волчихинского комплекса, подвергшихся гнездовой эпидотизации и калишпатизации, в аншлифе отмечается: магнетит – 1–2%, одиночные зерна пирита и халькопирита в нерудном и магнетите раз-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				мером до 0,18 мм. Содержания (%; г/т): Cu – 0,02, Pb – 0,007, Zn – 0,02, Co – 0,002, Cr – 0,1, Ba – 0,05; Ag – 0,1
III-4	31	Скв. 98	[169]	ГА, ВП, ЕП в виде градиента отрицательного знака
III-4	32	Скв. 281	[181]	ПМ. В эффузивах кислого состава мелкие прожилки карбонатов с вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – до 0,08, Pb – 0,02. Формация медно-колчеданная
III-4	34	Скв. 45, инт. 282,0–290,0 м	[181]	ПМ. В песчаниках заводской свиты с многочисленными разноориентированными прожилками (1–3 мм) кварца, карбоната, пирита мелкая вкрапленность пирита, халькопирита и пирротина. Содержания (%): Cu – 0,01, Zn – 0,02. Формация медно-колчеданная
III-4	35	Скв. 55, гл. 242,0 м	[169]	ПМ. В аншлифе из риодацитов каменевского комплекса с кварц-серицит-эпидотовыми изменениями – единичные вкрапленники (до 1 мм) пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,005, Pb – 0,005, Zn – 0,01, Co – 0,001, Ba – 0,03
III-4	38	Скв. 56, гл. 244,0 м; скв. 57, гл. 260,0 м	[169]	ПМ. В аншлифах из хлоритизированных, кальцитизированных, эпидотизированных и окварцованных андезибазальтов каменевского комплекса отмечены пирит, халькопирит и пирротин. Содержания (%; г/т): Cu – 0,02, Pb – до 0,007, Zn – до 0,02, Co – до 0,005, Ag – 0,9, Au – 0,01. В скв. 56 повышенные (6,5%) значения поляризуемости
III-4	41	Скв. 137; скв. 209, инт. 193,0–198,0, 208,0–218,0 м	[181]	ПМ. В брекчированных, ороговикованных, хлоритизированных, участками карбонатизированных алевролитах – неравномерная вкрапленность пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – до 0,02, Zn – 0,03
III-4	43	Скв. 213, инт. 256,0–257,0 м	[181]	ПМ. В интенсивно дробленых, хлоритизированных роговиках – пирит-пирротиновая минерализация прожилкового типа. Содержания (%): Cu – 0,3, Pb – 0,01. Формация медно-колчеданная
III-4	44	Скв. 136, инт. 200,0–201,5 м	[181]	ПМ. В ороговикованных, брекчированных алевролитах с прослоями мергелистых известняков – гнезда пирита, вкрапленность халькопирита и сфалерита. Содержания (%): Cu – 0,19, Zn – 0,02, Pb – 0,01. Формация медно-колчеданная
III-4	48	Скв. 106	[181]	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в ксенолитах ороговикованных осадочных пород среди диоритов волчихинского комплекса. Содержания (%): Cu – 0,005, Pb – 0,002, Zn – 0,03
IV-4	1	Скв. 240	[181]	ПМ. В кварц-серицитовых сланцах и двуслюдяных гнейсах вкрапленность пирита и халькопирита
IV-4	2	Скв. 238, инт. 172,0–191,0 м	[181]	ПМ. В брекчированных метаморфических сланцах минерализация пирита и халькопирита. В инт. 172,0–175,0 м зона окисления типа железной шляпы с содержаниями (г/т): Au – 0,01, Ag – 1
<i>Медь, свинец</i>				
II-4	25	Скв. 1, инт. 224,8–231,8 м	[179]	ПМ. В протолокче из интенсивно сидеритизированных отбеленных известковистых аргиллитов заводской свиты установлены пирротин, сидерит, халькопирит, галенит, барит
II-4	30	Скв. 15, инт. 223,0–226,0, 230,0–236,0 м	[179]	ПМ. В туфопесчаниках с прослоями аргиллитов каменевской свиты вкрапленность халькопирита, пирита, барита, а также галенита (инт. 230,0–236,0 м). Содержания (%): Cu – до 0,007, Pb – до 0,003, Zn – до 0,01, Ba – 0,05. Формация медно-колчеданная
II-4	32	Скв. 54, инт. 207,8–223,4 м	[177]	ПМ. В брекчиях дацитов каменевского комплекса, трещиноватых, окварцованных с мелкими (до 1 см) гнездами, прожилками и пленками халькопирита, развитого совместно с сидеритом, с единичными зернами малахита, галенита, пирита. Содержания металлов (%; г/т): Cu – 0,006, Pb – 0,006, Zn – 0,02, Co – 0,002; Ag – 0,1
II-4	34	Скв. 7, инт. 244,0–246,0 м	[179]	ПМ. В альбитизированных, хлоритизированных, карбонатизированных дацитах – вкрапленность пирротина, галенита и малахита. Содержания (%): Cu – 0,006, Pb – 0,003, Zn – 0,02. Формация медно-колчеданная
III-3	6	Скв. 67, гл. 189,5 м	[169]	ПМ. Гнезда (до 5 мм) галенита, халькопирита и пирита в брекчированных карбонатно-глинисто-кремнистые

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				алевролитах заводской свиты с кварц-доломитовыми прожилками. Содержания (%): Cu – 0,01, Pb – 0,007, Zn – 0,02, Co – 0,001, Ba – 0,07, Mn – 0,5, As – 0,02. Аномалия ВП. Формация медно-колчеданная
III-4	39	Аномалия XXVIII	[181]	ПГХО. В вулканогенных образованиях каменевской свиты – рассеянная вкрапленность пирита и повышенные концентрации (1) меди и свинца <i>Медь, свинец, цинк</i>
II-3	4	Аномалии V, VI, XIII	[181]	ПГХО. В терригенных отложениях корбалихинской толщи повышенные концентрации (2) меди, (1) свинца и цинка. В северной части – повышенные концентрации (3) меди, (3) вольфрама и (2) цинка. В юго-западной части – также повышенные содержания (2) свинца и бария
III-4	7	Аномалия VII-19	[169]	ПГХО. В вулканогенных образованиях каменевской свиты, прорванных субвулканическим телом андезибазальтов каменевского комплекса и приуроченных к зоне разлома – повышенные концентрации (2) меди, цинка и свинца <i>Медь, свинец, кобальт</i>
II-3	2	Аномалия IV	[181]	ПГХО. В восточном экзоконтакте гранитоидного массива волчихинского комплекса, в ороговикованных терригенных отложениях корбалихинской толщи в зоне разлома – редкая вкрапленность пирита и повышенные концентрации (2) меди, (1) свинца и кобальта <i>Медь, цинк</i>
II-4	36	Скв. 117, инт. 238,0–254,0 м	[177]	ПМ. В туфогравелитах каменевской свиты тонкие (до 2 мм) прожилки, вкрапленность (до 0,2 мм) и розетки (до 1x1 мм) самородной меди и куприта. Средние содержания (%; г/т): Cu – 0,04–0,09, Zn – 0,05–0,07, Ba – 0,2; Ag – до 2. В инт. 249,0–254,0 м, по химическому анализу, содержания (%): Cu – 0,1, Zn – 0,16
III-4	6	Скв. 7, инт. 262,5–266,2 м	[169]	ПМ. В ороговикованных и скарнированных известковистых алевролитах заводской свиты с прожилками пирита и цеолита (десмин) – вкрапленники пирита (1%), пирротина (1%) и единичные – сфалерита и халькопирита. В протопочке – единичные зерна галенита, арсенопирита, марказита, сидерита (1–2%). Содержания (%): Cu – 0,002, Pb – 0,005, Zn – 0,007, Co – 0,002, Mo – 0,0003, Ba – 0,07. Формация медно-колчеданная
III-4	15	Скв. 27	[169]	ПМ. В хлорит-кварц-карбонатной породе по риодациту каменевского комплекса в приконтактной части с дайкой кварцевых диоритов – гнездовая минерализация сфалерита, галенита, пирита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,01, Zn – 0,02, Co – 0,006, Mo – 0,005, Ba – 0,05, V – 0,04. Формация медно-колчеданная
III-4	46	Скв. 159	[181]	ПМ. В ороговикованных алевролитах мельничной свиты, прорванные дайкой основного состава и приуроченных к зоне разлома – вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита. Содержания (%): Cu – 0,002, Pb – 0,0007, Zn – 0,01. Формация медно-колчеданная <i>Медь, цинк, олово</i>
III-3	1	Аномалия XIV	[181]	ПГХО. В гранитах третьей фазы и кварцевых диоритах второй фазы волчихинского комплекса – гнездово-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, галенита и повышенная концентрация (3) меди и цинка, (2) олова, (1) свинца, молибдена и серебра <i>Медь, цинк, мышьяк</i>
IV-4	3	Аномалия XXXIV	[181]	ПГХО. В пиритизированных гнейсах, амфиболитах и кристаллических сланцах иртышского метаморфического комплекса – повышенные концентрации (3) меди, цинка и мышьяка. Содержания (%): Cu – 0,01–0,07, Zn – 0,02–0,07, Pb – 0,002–0,01, Ba – 0,05–0,1, As – 0,02–0,2, Co – 0,005–0,01, Mo – 0,0003, Sn – 0,0002–0,001, Ag – следы <i>Медь, олово</i>

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	40	Скв. 135–137, 209–211, 215, 216 и др.	[181]	ПГХО. В эоконтакте массива гранитов третьей фазы волчихинского комплекса, в ороговикованных терригенных отложениях заводской свиты – минерализация пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и повышенные концентрации (2) меди и олова <i>Медь, вольфрам</i>
III-3	4	Аномалия XXI	[181]	ПГХО. В эоконтакте Заозерного массива волчихинского комплекса и в зоне разлома – серицитовые кварциты с обильной сульфидной минерализацией прожилково-вкрапленного типа и повышенными концентрациями (3) меди и вольфрама, а также (1) свинца, цинка, олова, молибдена <i>Свинец</i>
II-4	1	Аномалия IX	[181]	ПГХО. В ороговикованных терригенных отложениях каменевской, заводской свит и корбалихинской толщи и в зоне разлома – повышенные концентрации (1) свинца, а в северной части (2) меди, цинка, олова. Отмечается вкрапленность пирита, халькопирита и галенита
II-4	3	Скв. 75, инт. 284,9–293,8 м	[179]	ПМ. В протолочке из пиритизированных дацитов каменевского комплекса установлены пирротин, арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит
II-4	6	Скв. 80, инт. 274,0–278,0 м	[179]	ПМ. В окварцованных аргиллитах заводской свиты – единичные зерна галенита, пирита
II-4	12	Скв. 154, инт. 242,5–248,5 м	[179]	ПМ. В протолочке из интенсивно окварцованных и кальцитизированных отложений корбалихинской толщи в зоне разлома установлены единичные знаки галенита и пирита
II-4	22	Скв. 123, гл. 260,0 м	[179]	ПМ. В дайке диорит-порфириров волчихинского комплекса гнездо (3x5 мм) галенита. Содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,07, Zn – 0,02
III-4	1	Скв. 87, инт. 293,5–298,5 м	[169]	ПМ. В аргиллизированных туфопесчаниках каменевской свиты – агрегаты (до 2 мм) тонкокристаллического галенита. Содержания (%): Cu – 0,001, Pb – 0,002, Zn – 0,01, Co – 0,001, Ba – 0,06, V – 0,01
III-4	5	Аномалия XXp	[181]	ПГХО. В алевролитах заводской свиты повышенные концентрации (1) свинца
III-4	18	Скв. 173	[181]	ПМ. В кварцитах по риолитам каменевского комплекса зерна (до 1 мм) галенита. Содержания (%): Cu – 0,07, Mo – 0,001, Sn – 0,0007
III-4	37	Скв. 106, инт. 236,0–239,3 м	[169]	ПМ. В песчаниках каменевской свиты, инъецированных андезибазальтами – гнездовая вкрапленность пирита (до 5%) и, редко, галенита в кварц-эпидотовых прожилках и гнездах турмалина. Содержания (%): Cu – 0,05, Pb – 0,003, Zn – 0,01, Ba – 0,05, Ag – 0,00002, Co – 0,004, Mo – 0,0004, V – 0,03, Cr – 0,1, Sn – 0,007. Повышенная поляризуемость и положительный градиент потенциала ЕП
III-4	45	Скв. 111, инт. 248,0–265,0 м	[169]	ПМ. В переслаивающихся алевролитах и песчаниках мельничной свиты, интенсивно аргиллизированных, окварцованных и хлоритизированных до кварц-хлоритовых метасоматитов, бедная вкрапленностью галенита и пирита. На гл. 260 м содержания (%; г/т): Cu – 0,007, Pb – 0,03, Zn – 0,01, Ba – 0,05, Co – 0,007, Ni – 0,03; Ag – 0,3, Au – 0,005 <i>Свинец, медь</i>
II-4	4	Западно-Перешеечное, скв. 77-Г	[181]	ПМ. В метаморфизованных алевролитах и песчаниках корбалихинской толщи, хлоритизированных, эпидотизированных, с кварцевыми прожилками, с зернами галенита (до 2 мм), с тонкими прожилками, гнездами (4x6 мм) и редкой вкрапленностью халькопирита, содержания (%): Cu – 0,03, Pb – 0,02, Zn – 0,05, Ba – 0,01. Формация полиметаллически-колчеданная
II-4	28	Скв. 143, гл. 280,4, 137,0 м; инт. 267,5–	[179]	ПМ. Кальцитизированные алевропелиты заводской свиты с тонкой вкрапленностью и нитевидными прожилками галенита, с мелкими включениями халькопирита, сфалерита, прорваны дайкой диорит-порфириров с

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		271,4 м		жилками кальцита, с рассеянной вкрапленностью галенита и халькопирита. В протолочке установлен малахит. Содержания (%): Cu – 0,005, Pb – 0,005–0,03, Zn – 0,01, Ni – 0,01, Co – 0,005, Mo – 0,001. Формация полиметаллически-колчеданная
III-3	2	Горькое, скв. 146-А, 148-А, 149-А	[181]	ПМ. В каолинизированных и хлоритизированных кварцевых диоритах волчихинского комплекса, с прожилками (до 0,5 см) галенита, содержание суммы металлов Cu и Pb – 1%. Оруденение тонковкрапленное, минеральный состав: халькопирит – 1–8%, сфалерит, рутил, сфен, лейкоксен, анатаз, гематит, пирит – ед. зн. Сфалерит и халькопирит образует отдельные вкрапления, реже - сростки. Величина вкраплений сфалерита – 0,018–13 мм, галенита – 0,008–2,0 мм, халькопирита – 0,03–2,0 мм
<i>Свинец, цинк</i>				
II-3	3	Скв. 30-В, инт. 271,6–274,6 м	[181]	ПМ. В трещиноватых гранитоидах волчихинского комплекса по плоскостям трещин развиты пленки глинистых минералов, примазки белесых цинковых охр и неравномерная вкрапленность галенита. Размер кристаллов до 1 мм. Содержания (%): Pb – 0,003, Zn – 0,03
II-4	23	Скв. 138, инт. 264,0–273,0 м	[179]	ПМ. В известковистых пиритизированных алевролитах заводской свиты с жилками кальцита и неравномерной рассеянной вкрапленностью галенита и клейофана; содержания (%): Pb – 0,07, Zn – 0,05, Cu – 0,003, Mo – 0,003, Ag – следы. Формация полиметаллически-колчеданная
II-4	37	Скв. 194, инт. 255,0–279,1, 298,7–493,1 м	[177]	П. В окварцованных и калишпатизированных туфопесчаниках, туфогравелитах и туфоалевролитах каменевской свиты – минерализованная зона с вкрапленностью и гнездами галенита, сфалерита и халькопирита. Общая мощность зоны – 111,9 м. Наиболее богатый участок (инт. 255,0–266,4 м) в гравелитистых туфопесчаниках – рассеянная вкрапленность и гнезда (до 1 см) галенита, сфалерита, в аншлифе прожилки ковеллина, церуссита. Среднее содержание металлов (%): по химическому анализу: Cu – 0,01–0,05, Pb – 0,21–0,57, Zn – 0,09–0,54; по спектральному анализу: Cu – 0,02–0,2, Pb > 1, Zn – 0,5–1, Co и Mo – 0,0003; Ag – от 3 до 30 г/т. В инт. 266,4–279,1 м содержания (%; г/т): Cu – 0,01–0,02, Pb – 0,2, Zn – 0,1–0,7, Mo – 0,001; Ag – 0,5–5. В инт. 298,7–493,1 м содержания Cu – 0,005–0,04%. В инт. 483,0–493,1 м содержания (%; г/т): Cu – 0,3, Pb – 0,005–0,01, Zn – 0,01–0,4; Ag – 0,2–1. В инт. 452,6–465,7 м по химическому анализу содержание Zn – 0,65%. Формация полиметаллически-колчеданная
III-3	3	Аномалия XV	[181]	ПГХО. В гранитах третьей фазы волчихинского и риолитах мельнично-сосновского комплекса повышенные концентрации (1) свинца и цинка
<i>Цинк</i>				
II-2	3	Скв. 16, инт. 299,5–321,0, 260,5–299,5 м	Авторы	ПМ. В пиритизированных риолитах, в корях выветривания по ним – повышенные содержания (%; г/т): Zn – до 0,15, Y – до 0,01, Mn – до 0,2, Co – до 0,002; Ag – до 0,3. Формация полиметаллически-колчеданная
II-4	5	Скв. 78, инт. 263,0–274,0 м	[179]	ПМ. В хлоритизированных порфириновых риолитах каменевского комплекса – единичные зерна пирротина, сфалерита. Формация полиметаллически-колчеданная
III-4	28	Скв. 97, гл. 242 м	[169]	ПМ. В аншлифе из кремнистых алевролитах заводской свиты, подвергшихся серицитизации, окварцеванию, хлоритизации, турмалинизации, пиритизации, установлен пирит (около 15%) в виде размеренной вкрапленности зерен и кристаллов размером до 0,8 мм. В пирите отмечается включения сфалерита величиной до 0,02 мм. Содержания (%): Cu – 0,007, Pb – 0,004, Zn – 0,2, Co – 0,003, Mo – 0,0002, Ba – 0,05, Ag – 0,00001, V – 0,02. Формация полиметаллически-колчеданная
<i>Цинк, медь</i>				
III-4	30	Скв. 279	[181]	ПМ. В отложениях заводской свиты вкрапленная минерализация галенита, сфалерита, халькопирита и пирита.

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Вторичные изменения – серицитизация, хлоритизация, сидеритизация, каолинизация. Содержания (%): Cu – 0,05, Pb – 0,01, Zn – 0,1. Формация полиметаллически-колчеданная
III-4	42	Скв. 186, инт. 200,0–272,0 м; скв. 211, инт. 300,0–316,0 м	[181]	ПМ. В хлоритизированных, эпидотизированных, карбонатизированных, ороговикованных туффитах с прослоями туфов заводской свиты, с телами порфировых дацитов каменевского комплекса – неравномерная вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и пирротина, в единичных случаях – редкая вкрапленность молибденита (скв. 211). Наиболее интенсивно минерализованы зоны максимального дробления на контакте туфов и дацитов. Вмещающие породы здесь представляют собой брекчию, состоящую из обломков хлоритолитов, сцементированных кварцем, кальцитом, эпидотом. Рудные минералы наблюдаются в виде вкраплений, гнезд и прожилков в кварц-кальцитовых, кварц-эпидотовых жилках и в массе породы. Средние содержания (%; г/т): Cu – 0,12–0,2, Zn – 0,01–0,375, Pb – 0,01–0,03; Ag – 0,2–12,1. Формация полиметаллически-колчеданная. В инт. 234,0–234,3 м, радиоактивность – 60 мкР/ч, фон – 12 мкР/ч
<i>Цинк, медь, кобальт</i>				
II-4	2	Аномалия X	[181]	ПГХО. В вулканогенных и терригенных отложениях каменевской и заводской свит и в субвулканических и жерловых образованиях каменевского комплекса – повышенные концентрации (3) цинка, меди и (2) кобальта
<i>Цинк, свинец</i>				
II-4	10	Скв. 181, инт. 235,0–240,0 м	[179]	ПМ. В протолочке из окварцованных и эпидотизированных дацитов каменевского комплекса – единичные знаки сфалерита, галенита, пирита. Формация полиметаллически-колчеданная
II-4	21	Скв. 12, инт. 240,0–242,0 м	[179]	ПМ. В слабо кальцитизированных и пиритизированных доломитистых известняках заводской свиты – густая сыпь пирита, реже - халькопирита, сфалерита и галенита. В протолочке – барит. Содержания (%): Cu – 0,002, Pb – 0,002, Zn – 0,02. Формация полиметаллически-колчеданная
II-4	24	Скв. 13–15, 25, 29, 42, 47, 49, 51, 61, 63, 117, 120, 122, 124–126	[169]	ПГХО. В вулканогенно-терригенных отложениях каменевской свиты с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита – повышенные концентрации (2) цинка и (1) свинца
II-4	26	Скв. 88-Г	[181]	ПМ. В ороговикованных песчаниках, известковистых алевролитах, доломитистых мергелях заводской свиты развита сеть тонких (до 2–3 мм) прожилков кварца, к которым приурочена вкрапленность пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Содержания (%): Cu – 0,005, Pb – 0,02, Zn – 0,1. Формация полиметаллически-колчеданная
III-4	2	Скв. 40, гл. 282,2 м; инт. 330,3–341,0, 374,0–376,6, 405,8–410,0, 422,0–424, 436,3–439,8 м; гл. 449 м	[169]	ПМ. В вулканогенно-терригенных отложениях каменевской свиты, подвергшихся кварц-карбонат-хлорит-гидрослюдисто-альбитовым изменениям с наложенной калишпатизацией, развита неравномерная вкрапленность пирита. В аншлифах установлена вкрапленность и мелкие прожилки сфалерита, галенита и халькопирита. В протолочке отмечается магнетит, арсенопирит, сидерит, титаномагнетит. Содержания (%; г/т): Cu – 0,001–0,004, Pb – 0,004–0,04, Zn – 0,01–0,035, Co – 0,0007–0,002, Mo – 0,0004, Ba – 0,04–0,06; Ag – 0,1. В инт. 405,8–410,0 м – в зальбандах карбонатных прожилков вкрапленность (до 5 см) и редкие прожилки (до 1 мм) галенита и сфалерита. В аншлифе установлено наличие халькопирита в сростании с галенитом и сфалеритом. Содержания (%): Pb – 0,029, Zn – 0,075, Ba – 0,06. На гл. 449 м содержание (г/т): Au – 0,02, Ag – 2. Формация полиметаллически-колчеданная
III-4	36	Аномалия VII-9м	[181]	ПГХО. В метаморфизованных терригенных отложениях корбалихинской толщи и в вулканогенных образованиях мельничной свиты зоны разлома – повышенные содержания (3) цинка и (1) свинца, минерализация пирита и галенита. Содержания (%; г/т): Cu – 0,01, Pb – 0,03, Zn – 0,1, Co – 0,03, Ni – 0,03, Sn – 0,0005; Ag – 0,2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Цинк, кобальт</i>				
III-3	7	Аномалия XVIII	[181]	ПГХО. В риолитах мельнично-сосновского комплекса, в вулканогенно-терригенных отложениях мельничной свиты и метаморфизованных терригенных отложениях корбалихинской толщи – повышенные концентрации (1) цинка и кобальта
<i>Цинк, кобальт, барий</i>				
III-4	47	Аномалия XXX	[181]	ПГХО. В гранодиоритах и кварцевых диоритах второй фазы и в диоритах первой фазы волчихинского комплекса – повышенные концентрации (1) цинка, кобальта и бария
<i>Кобальт</i>				
II-2	1	Скв. 21-В, инт. 281,0–290,0 м	[181]	ПМ. В ороговикованных алевролитах и в каолиновой коре выветривания – скрыто- и тонкокристаллические образования халькопирита и марказита. В малоизмененных породах сульфидная минерализация приурочена к осветленным полосам с развитием эпидота и кварца. Содержания (%): в коре выветривания – Cu – 0,03, Zn – 0,02, Co – 0,02, Ba – 0,05; в малоизмененных породах – Co – 0,1, As – 0,3, Ni – 0,07
<i>Кобальт, медь</i>				
III-3	10	Аномалия XVII	[181]	ПГХО. В гранодиоритах второй фазы волчихинского комплекса, в зоне рассеянной минерализации – повышенные концентрации (2) кобальта и (1) меди
<i>Кобальт, цинк, медь</i>				
III-3	5	Аномалия XVI	[181]	ПГХО. В терригенных отложениях корбалихинской толщи, вулканитах мельнично-сосновского комплекса – повышенные концентрации (1) кобальта, цинка и меди
IV-4	4	Аномалия XXXV	[181]	ПГХО. В зоне влияния Иртышско-Маркакольского разлома – редкая вкрапленность пирита, халькопирита и повышенные концентрации (1) кобальта, цинка, меди
<i>Вольфрам</i>				
III-4	33	Скв. 50, гл. 242 м	[169]	ПМ. В аншлифе из вулканогенных пород каменевской свиты, интенсивно эпидотизированных и инъецированных хлорит-альбитовыми прожилками, – вкрапленность пирита размером до 1 мм, халькопирита до 0,08 мм. Содержания (%; г/т): W – 0,1, Cu – 0,03, Pb – 0,01, Zn – 0,02, Co – 0,03, Cr – 0,05, Ba – 0,04; Ag – 3
IV-4	5	Аномалия XXXIII	[181]	ПГХО. В коре выветривания по гнейсам и кристаллическим сланцам – повышенные концентрации (3) вольфрама (0,05%)
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
II-1	1	Скв. 19, инт. 115,7–118,2 м	Авторы	ПМ. В глинистом лимонитизированном песке содержание Au – 0,1 г/т
III-1	1	Скв. 12, инт. 96,6–110,4 м	Авторы	ПМ. В разнозернистых лимонитизированных песках рубцовской свиты содержание Au – до 0,098 г/т
III-1	3	Скв. 9, инт. 134,0–139,5, 149,0–152,0 м	Авторы	ПМ. В коре выветривания по гнейсам – содержание (г/т; %): Au – 0,031 и 0,061, Ag – до 2; Cu – до 0,2, Pb – до 0,03, Zn – до 0,03
III-2	1	Скв. 13, инт. 149,0–164,0 м	Авторы	ПМ. В песках с включением углефицированного материала – содержание Au – до 0,069 г/т. В рыхлых отложениях повышенные содержания (г/т; %) также установлены: инт. 68,2–78,0 м в глинах и песках – Au – до 0,01; Zn – до 0,015, W – до 0,001; инт. 147,0–148,0 м – Au – до 0,017, Co – до 0,002; инт. 173,0–179,6 м – Au – 0,004; инт. 197,9–200,8 м – Co – до 0,01, W – до 0,03

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	16	Скв. 30	[169]	ПМ. В эндоконтакте гранит-порфиров четвертой фазы волчихинского комплекса – один знак комковидного золота размером 0,4x0,3 мм и два зерна шеелита
III-4	20	Скв. 41	[169]	ПМ. В лейкогранит-порфирах волчихинского комплекса – один знак золота
IV-2	1	Скв. 7, инт. 130,0–134,0 м	Авторы	ПМ. В глинах с включением (до 20%) щебнисто-древяно-песчанистого материала кварца, конгломератов и песчаников содержание Au – 0,096 г/т
<i>Серебро</i>				
IV-4	6	Южно-Долинское, скв. 235, инт. 197,0–206,0 м	[181]	ПМ. В двуслюдяных гнейсах иртышского метаморфического комплекса с кварцевыми прожилками (1–2 мм), ориентированными параллельно полосчатости, интенсивная прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита. Содержания (г/т): Au – 0,05, Ag – до 2,8
<i>Серебро, медь, цинк</i>				
III-3	8	Скв. 69, 71, 82, 296, 298, 79, 80, 81, 97	[169]	ПГХО. В филлитизированных алевропесчаниках, алевролитах и песчаниках корбалихинской толщи, в алевролитах заводской свиты, прорванных небольшим субвулканическим телом порфировых дацитов каменевского комплекса – рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита и повышенные концентрации (3) серебра, меди, цинка
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Глины огнеупорные</i>				
III-2	2	Скв. 1, инт. 145,0–167,5 м	[196]	П. Кора выветривания по метаморфическим сланцам. Глина каолинитовая белая, светло-серая, с реликтовой сланцеватой текстурой, с тонкими прожилками кварца. Химический состав (%): SiO ₂ – 66,98, Al ₂ O ₃ – 17,92, Fe ₂ O ₃ – 2,0, TiO ₂ – 0,85, CaO – 2,38, MgO – 0,35
III-2	3	Скв. 2, инт. 143,7–164,0 м	[196]	П. Кора выветривания по гранодиоритам в зоне разлома. Глина каолинитовая белая, серовато-белая с неровным шероховатым изломом, жирная на ощупь, пластичная, очень тонкая. По всему слою – прожилки раздробленного кварца, реже – зерна от 4 мм до 3 см
III-3	11	Скв. 19, инт. 181,0–191,2 м	[196]	П. Кора выветривания по гранитам. Каолинитовые глины с угловатыми обломками кварца и полевых шпатов размером 0,2–0,3 см. В основании слоя порода приобретает голубоватый оттенок. Химический состав (%): SiO ₂ – 65,81, Al ₂ O ₃ – 20,08, FeO – 2,24, Fe ₂ O ₃ – 1,37, TiO ₂ – 0,61, CaO – 0,12, MgO – 0,33, п.п.п. – 6,54
IV-1	1	Скв. 41, инт. 129,0–140,0 м	[196]	П. Кора выветривания по метаморфическим сланцам. Глина каолинитовая серая и голубовато-серая, участками белая, слоистая, песчанистая, редко содержит прожилки дробленного кварца. Химический состав (%): SiO ₂ – 47,84, Al ₂ O ₃ – 32,91, FeO – 0,38, Fe ₂ O ₃ – 4,58, TiO ₂ – 1,67, CaO – 0,19, MgO – 0,13, п.п.п. – 12,55, H ₂ O – 0,22. Огнеупорность – 1670°C. Относится к лучшим сортам огнеупорных глин
IV-3	1	Бол. Шелковское, скв. 9, инт. 73,7–90,0 м	[196]	П. Кора выветривания по метаморфическим сланцам. Глина каолинитовая белая, местами красно-бурая, жирная, плотная, тяжелая, песчанистая, с прожилками и обломками кварца. Химический состав (%): SiO ₂ – 60,48, Al ₂ O ₃ – 24,82, Fe ₂ O ₃ – 1,25, TiO ₂ – 0,55, CaO – 0,35. Огнеупорность – 1730–1750°C. Относится к лучшим сортам огнеупорных глин
IV-3	2	Скв. 16, инт. 132,5–138,6 м	[196]	П. Кора выветривания по метаморфическим сланцам. Глина в верхней части слоя белая с гальками (до 3,5 см) кварца, постепенно переходящая в серовато-желтую, а в нижней части слоя в зеленовато-серую с прожилками кварца. Химический состав (%): SiO ₂ – 65,65–73,26, Al ₂ O ₃ – 15,44–18,72, FeO – 0,56–0,67, Fe ₂ O ₃ – 2,58–4,26, TiO ₂ – 0,64–1,89, CaO – 0,18–0,23, MgO – 0,54–0,78, п.п.п. – 3,39–4,59

Список проявлений (П), первичных геохимических ореолов (ПГХО), гидрохимических ореолов (ГДХО), показанных на карте мел–четвертичных образований листа М-44-III

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
II-2	9	Восточнее с. Симоново	[165]	ВГХО. Аномальный участок. Радиоактивность 32–80 мкР/ч. Палеоген. Пески, глины. Содержание U – 0,0038%
II-2	13	Проявление №65	[165]	П. Эпигенетическое в связи с зонами грунтового и пластового окисления. Радиоактивность 156 мкР/ч. Содержание U – 0,015–0,02%. Палеоген-неоген. Пески
II-4	40	Между селами Малая Шелковка и Сросты	[165]	ГДХО. В подземных водах содержание U – 15 мкг/л
II-4	46	Скв. 50Г, инт. 176,0–178,5 м	[181]	ВГХО. Радиоактивность 176 мкР/ч, аномалия связана с крутихинской свитой в валунно-галечных отложениях, где галька представлена ороговикованными алевролитами. Содержание U по данным гамма-каротажа – 0,005%
III-2	5	«Знамя Коммунизма»	[165]	П. Эпигенетическое в связи с зонами грунтового и пластового окисления. Радиоактивность 136 мкР/ч. Содержание U – 0,0135%. Палеоген-неоген. Глины, гравелиты
III-2	6	Скв. 13, инт. 145,0–172,5 м	Авторы	П. Эпигенетическое в связи с зонами грунтового и пластового окисления. Радиоактивность 136 мкР/ч. Содержание U – 0,0135%. Палеоген-неоген. Глины, гравелиты
IV-1	2	Район сел Угловское–Угловский Кордон	[196]	ГДХО. В пробах воды из скважин и поверхностных водоемов установлены повышенные содержания U в пределах 0,0000113–0,000113 г/л. Все пробы отобраны до глубины 12 м и приурочены к отложениям кочковской свиты и частью к верхнечетвертичным озерным отложениям
IV-3	4	Район сел Большая Шелковка–Ракиты	[196]	ГДХО. В пробах воды из скважин и поверхностных водоемов установлены повышенные содержания U в пределах 0,0000162 г/л. Все пробы отобраны до глубины 12 м и приурочены к отложениям кочковской свиты и частью к верхнечетвертичным озерным отложениям
IV-4	10	Урочище Тарахан	[196]	ГДХО. В пробах воды из скважин и поверхностных водоемов установлены повышенные содержания урана в пределах 0,0000113–0,000162 г/л. Все пробы отобраны до глубины 12 м и приурочены к отложениям кочковской свиты и частью к верхнечетвертичным озерным отложениям
<i>Общая радиоактивность</i>				
II-3	8	Скв. 21В, 22В, 26В, 28В	[181]	ВГХО. Радиоактивность 22–37 мкР/ч на фоне 5–10 мкР/ч. Глубина залегания 118,0–197,5 м. Связан с озерными, озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными глинистыми отложениями рубцовской и крутихинской свит
II-3	9	Скв. 37В, 38В, 35В	[181]	ВГХО. Радиоактивность 32–40 мкР/ч на фоне 5–11 мкР/ч. Глубина залегания 127,8–145,5 м. Связан с глинистыми озерными и делювиально-пролювиальными отложениями рубцовской свиты и галечниками крутихинской свиты
II-4	41	Скв. 80Г, 81Г, 75Г, 77Г, 64Г, 68Г, 66Г	[181]	ВГХО. Радиоактивность 26–67 мкР/ч на фоне 7–10 мкР/ч. Глубина залегания 131,5–200,0 м. Связан с озерно-аллювиальными, делювиально-пролювиальными, озерно-болотными отложениями кочковской, павлодарской и ост-ровновской свит

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	42	Скв. 92Г, 133Г, 103Г, 69, 86, 91, 93, 78, 82, 79, 80, 92, 89, 87, 84, 85	[179, 181]	ВГХО. Радиоактивность 19–82 мкР/ч, на фоне 3–19 мкР/ч. Мощность радиоактивных интервалов 1–3 м. Интервал глубин 24–219 м. Глины, пески и галечники палеогена, неогена, квартера. Генезис экзогенный
II-4	44	Скв. 64Г, 68Г, 66Г	[181]	ВГХО Радиоактивность 26–46 мкР/ч на фоне 7–10 мкР/ч. Интервал глубин 149,8–159,2 м. Озерные глины рубцовской и озерно-аллювиальные отложения крутихинской свит
II-4	50	Скв. 14, 50, 55, 56, 58, 173	[179]	ВГХО. Радиоактивность 25–53 мкР/ч, на фоне 10–15 мкР/ч. Мощность радиоактивных интервалов 0,5–1,0 м. Интервал глубин 90–162 м. Глины, пески и галечники. Палеоген, неоген. Генезис экзогенный
III-3	14	Скв. 46В, 82В, 75В, 188А, 183А, 178А, 149А, 147А, 187А, 182А, 157А, 168А	[181]	ВГХО. Радиоактивность 22–112 мкР/ч на фоне 4–30 мкР/ч. Выявлен на глубинах 133–277,4 м, мощность отложений с повышенной радиоактивностью 0,8–15,0 м. Аномалии приурочены к глинам с прослоями песка рубцовской свиты, к песчано-гравийным отложениям крутихинской свиты и галечниками островновской свиты. По данным гамма-каротажа на мощность 1,5 м содержание U в скважине №182 – 0,003%. Находятся на склоне поднятия и небольшой западины мезо-кайнозойского возраста
III-3	16	Скв. 181, 268	[181]	ВГХО. Радиоактивность 51–57 мкР/ч на фоне 11 мкР/ч. Интервал 154,6–157,6 и 160,5–161,3 м. Аномалия в отложениях рубцовской свиты, связана в основном с глинистыми озерными отложениями и реже – с глинистыми отложениями делювиально-пролювиального происхождения
III-4	51	Скв. 300, 219, 212, 211	[181]	ВГХО. Радиоактивность 40–59 мкР/ч на фоне 11–12 мкР/ч. Глубина залегания 17,6–80,0 м. Отложения озерно-аллювиальных глин с прослоями песка краснодубровской свиты
IV-4	9	Скв. 23, 21, 55, 11	[181]	ВГХО. Радиоактивность 41–80 мкР/ч на фоне 12 мкР/ч. Интервал глубин 85,2–130,6 м. В делювиально-пролювиальных глинах с прослоями песка павлодарской и рубцовской свит
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Прочие ископаемые				
<i>Гипс</i>				
IV-3	7	Скв. 2, инт. 39,8–45,3 м	Авторы	П. Глина серо-зеленого цвета, плотная, массивная, с включениями конкреций карбоната кальция грязно-белого цвета размером до 0,5 см в количестве 5–15%, конкреций гидрооксидов марганца черного цвета размером до 0,3 см в количестве 3–5%, а также обломков гипса размером до 7 см в количестве до 20%
<i>Глины красочные</i>				
IV-3	5	Скв. 9, инт. 64,0–73,7 м	[196]	П. Проявление минеральных красок представлено пестроцветными отложениями рубцовской свиты. Глины зелено-вато-серой, мясо-красной, малиновой окраски, жирные, плотные. Укрываемость средняя – 47,16 г/м ² . Содержание железа – 11,54%. Глины относятся к охрам марки «В» для клеевых красок
СОЛИ				
Соли натриевые				
IV-1	7	Оз. Каратал	[182]	П. Площадь – 0,69 км ² , мощность грунта – 1,5 м, сумма солей в грунтах – 3,2%, общие ресурсы солей в озерах – 0,004968 млн т. В горизонте грунтовых вод (20 м): площадь – 0,5 км ² , мощность грунта – 15 м, сумма солей в грунтах – 15%, NaCl – 10 г/дм ³ ; ресурсы NaCl – 0,03 млн т; общие ресурсы солей в грунтах категории P ₂ – 0,03497 млн т
IV-3	9	Оз. Горькое (Куйбышевское)	[196]	П. Длина озера – 3 км, максимальная ширина – 1,5 км, глубина в центральной части – 0,7 м. Сумма солей в воде озера – 2,5%. Преобладают соли NaCl (1,05%), Na ₂ CO ₃ (0,69%), NaHCO ₃ (0,44%), Na ₂ SO ₄ (0,33%). Содержание NaHCO ₃ в илах достигает 3,67%. Ресурсы категории P ₂ солей: площадь – 0,7 км ² ; мощность рапы – 0,4 м; общая минерализа-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ция рапы в озере – 15 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 8,0 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,00224 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,0042 млн т. Содержание отдельных солей в грунтах: площадь – 1,24 км ² ; мощность грунта – 1,5 м, сумма солей в грунтах – 4,2%, содержание отдельных солей: NaCl – 3,5 г/дм ³ , ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,009765 млн т, общие ресурсы солей в озере – 0,011718 млн т. В горизонте грунтовых вод (до 10 м): площадь – 0,5 км ² ; мощность грунта – 3 м, сумма солей в грунтах – 15%, общие ресурсы солей в озере – 0,009 млн т. Второй водоносный горизонт (до 30 м): площадь – 1,7 км ² ; мощность грунта – 4 м, сумма солей в грунтах – 30%, общие ресурсы солей в озере – 0,0816 млн т. Пробурена скважина с содержанием концентрации соды в пробе воды 10,9 г/л на глубине 5 м. Общая минерализация и тип воды – 82,2–84,3 г/дм ³ NaCl, содержание соды – 38,8–40,9 г/дм ³ , содовость – 46,6–49,0%. Площадь озера – 2,8 км ² , мощность рапы – 2,0 м, прогнозные ресурсы категории P ₂ соды – 0,224 млн т
IV-3	10	Оз. Сумное	[196]	П. Длина озера – 2,5–3 км, максимальная ширина – 1,5 км, глубина – 1 м. Сумма солей в озере составляет 1,32%. В воде преобладают соли: NaCl – 0,712%, Na ₂ SO ₄ – 0,30%, NaHCO ₃ – 0,105%, Na ₂ CO ₃ – 0,125%. Прогнозные ресурсы не оценены
Сода				
II-1	3	Оз. Пресное, уч. Рублевский	[182]	П. Площадь озера – 0,44 км ² ; мощность рапы – 0,7 м; минерализация рапы в озере – 7,0 г/дм ³ ; содержание отдельных солей в рапе (г/дм ³): Na ₂ CO ₃ – 5,0; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ CO ₃ – 0,00231 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,0033 млн т. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 1,1 км ² ; мощность грунта – 1,5 м; сумма солей в грунтах – 5%; содержание отдельных солей в грунтах: Na ₂ CO ₃ – 3,5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ CO ₃ – 0,008662 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,012375 млн т. Ресурсы солей в грунтовых водах (до 15 м): площадь – 1,2 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 15 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 8 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 6 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,0192 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,0144 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,036 млн т. Ресурсы солей во 2-ом горизонте до (30 м): площадь – 0,9 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,009 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,009 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,018 млн т
II-1	4	Оз. в 1 км южнее оз. Пресное, уч. Рублевский	[182]	П. Площадь озера – 0,35 км ² ; мощность рапы – 0,6 м; минерализация рапы в озере – 67,5 г/дм ³ ; содержание отдельных солей в рапе (г/дм ³): NaCl – 10; Na ₂ CO ₃ – 52,0; ресурсы категории P ₂ отдельных солей (млн т): NaCl – 0,0021; Na ₂ CO ₃ – 0,01092; общие ресурсы солей в озере – 0,014175. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 0,21 км ² ; мощность грунта – 1,5 м; сумма солей в грунтах – 3,6%; содержание отдельных солей в грунтах: Na ₂ CO ₃ – 3,1 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ CO ₃ – 0,0014648 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,001701 млн т. Ресурсы солей в грунтовых водах (до 15 м): площадь – 0,75 км ² ; мощность грунта – 8 м; минерализация рапы в озере – 20 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 8 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 12 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: NaCl – 0,0192 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,024 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,048 млн т. Ресурсы солей во 2-ом горизонте до (30 м): площадь – 0,4 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,004 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,004 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,008 млн т
III-1	5	Оз. Люськино	[182]	П. Площадь озера – 0,08 км ² ; мощность рапы – 0,5 м; минерализация рапы в озере – 31,2 г/дм ³ ; содержание отдельных солей (Mс) в рапе (г/дм ³): Na ₂ CO ₃ – 26,5; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ CO ₃ – 0,00106 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,001248 млн т. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 0,07 км ² ; мощность грунта – 1,5 м; сумма солей в грунтах – 3,5%; общие ресурсы солей в грунтах – 0,0005512 млн т. Ресурсы солей в грунтовых водах

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				(до 15 м): площадь – 0,07 км ² ; мощность грунта – 7 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,00098 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,00098 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,00196 млн т. Ресурсы солей во 2-ом горизонте до (30 м): площадь – 0,5 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,005 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,005 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,01 млн т
III-1	6	Оз. Горькое, уч. Рублевский	[182]	П. Площадь озера – 1,17 км ² ; мощность рапы – 0,6 м; минерализация рапы в озере – 59 г/дм ³ ; содержание отдельных солей в рапе (г/дм ³): Na ₂ SO ₄ – 1,2 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 46 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,008424 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,032292 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,041418 млн т. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 0,8 км ² ; мощность грунта – 1,5 м; сумма солей в грунтах – 4,0%; содержание отдельных солей в грунтах: Na ₂ CO ₃ – 3,0 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ CO ₃ – 0,0054 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,0072 млн т. Ресурсы солей в грунтовых водах (до 15 м): площадь – 1,8 км ² ; мощность грунта – 10 м; минерализация рапы в озере – 20 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 8 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 12 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,0576 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,0864 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,144 млн т. Ресурсы солей во 2-ом горизонте до (30 м): площадь – 2,0 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,02 млн т; Na ₂ CO ₃ – 0,02 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,04 млн т. Проба №1047: общая минерализация и тип воды – 59,0 г/дм ³ NaCl, содержание соды – 46 г/дм ³ , содовость – 78%, площадь озера – 1,17 км ² , мощность рапы – 0,6 м, прогнозные ресурсы соды по пробам – 0,032292 млн т. Проба из закопушек глубиной 0,5 м №1342: общая минерализация и тип воды – 1,53 г/дм ³ NaCl, содержание соды – 1,22 г/дм ³ , содовость – 80%. Содержание соды – 46%, площадь озера – 0,8 км ² , высота – 0,5 м, прогнозные ресурсы соды по пробам – 0,00045 млн т
III-2	4	Оз. в 7,5 км восточнее оз. Горькое, уч. Рублевский	[182]	П. Ресурсы солей по грунтам: площадь – 0,1 км ² ; мощность грунта – 1,5 м; сумма солей в грунтах – 3,0%; общие ресурсы категории P ₂ солей в грунтах – 0,000675 млн т. Ресурсы солей в грунтовых водах (до 15 м): площадь – 2,0 км ² ; мощность грунта – 10 м; минерализация рапы в озере – 20 г/дм ³ ; общие ресурсы солей в озере – 0,16 млн т. Ресурсы солей во 2-ом горизонте (до 30 м): площадь – 1,5 км ² ; мощность грунта – 5 м; минерализация рапы в озере – 10 г/дм ³ ; общие ресурсы солей в озере – 0,03 млн т
Соли смешанного состава				
<i>Соли натриевые и сода</i>				
II-2	8	Оз. Валовое, южная часть	[182]	П. Площадь озера – 0,2 км ² ; мощность рапы – 0,5 м, общая минерализация рапы – 7,8 г/дм ³ , общие ресурсы категории P ₂ солей в озерах – 0,00078 млн т. Содержание соли в грунтах озера: площадь озера – 0,5 км ² ; мощность рапы – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 3,2%, общие ресурсы солей – 0,00288 млн т. В грунтовых водах до 25 м: площадь – 0,6 км ² ; мощность горизонта – 15 м; общая минерализация рапы – 5 г/дм ³ , общие ресурсы солей в озерах – 0,018 млн т. По данным опробования общая минерализация и тип воды (г/дм ³): NaCl – 6,2–124,2, содержание соды – 5,3–113,4, содовость – 64–91%. Среднее содержание соды – 5,4 г/дм ³ , площадь озера – 12,6 км ² , мощность рапы – 2,5 м, прогнозные ресурсы соды по пробам – 0,16695 млн т
III-1	7	Оз. Кривое	[182]	П. Информации нет
IV-3	8	Оз. Горчина	[182]	П. Площадь – 0,24 км ² ; мощность рапы – 1,5 м; общая минерализация рапы в озере – 29,0 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: NaCl – 9,1 г/дм ³ , Na ₂ SO ₄ – 2 г/дм ³ , Na ₂ CO ₃ – 15 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: NaCl – 0,00324 млн т, Na ₂ SO ₄ – 0,00072 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,0054 млн т; общие ресурсы солей в озере – 0,01044 млн т. Содер-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				жание отдельных солей в грунтах: площадь – 1,5 км ² ; мощность грунта – 1,5 м, сумма солей в грунтах – 5,3%, содержание отдельных солей: NaCl – 3,3 г/дм ³ , ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,009207 млн т, общие ресурсы солей в озере – 0,017888 млн т
<i>Соли натриевые и сульфаты натрия</i>				
IV-1	5	Оз. Шуба	[182]	П. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 27,98 км ² , мощность грунта – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 3,5%, общие ресурсы категории P ₂ солей в озерах – 0,176085 млн т. В горизонте грунтовых вод (20 м): площадь – 1,8 км ² , мощность грунта – 10 м, сумма солей в грунтах – 5%, содержание NaCl – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,036 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,036 млн т. Общие прогнозные ресурсы солей в горизонте грунтовых вод (до 10 м): площадь – 36,5 км ² , мощность грунта – 5 м, сумма солей в грунтах – 8%, содержание отдельных солей в грунтах (г/дм ³): NaCl – 5, Na ₂ SO ₄ – 3, ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,365 млн т, Na ₂ SO ₄ – 0,219 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,584 млн т
IV-1	6	Сухая котловина оз. Шуба	[182]	П. Площадь – 27,98 км ² , мощность грунта – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 3,5%, общие ресурсы категории P ₂ солей в озерах – 0,176085 млн т. В горизонте грунтовых вод (20 м): площадь – 1,8 км ² , мощность грунта – 10 м, сумма солей в грунтах – 5%, содержание в грунтах: NaCl – 5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,036 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,036 млн т. Общие прогнозные ресурсы солей в горизонте грунтовых вод (до 10 м): площадь – 36,5 км ² , мощность грунта – 5 м, сумма солей в грунтах – 8%, содержание отдельных солей в грунтах (г/дм ³): NaCl – 5, Na ₂ SO ₄ – 3, ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,365 млн т, Na ₂ SO ₄ – 0,219 млн т. Общие ресурсы солей в озерах – 0,584 млн т
<i>Сульфаты натрия и сода</i>				
I-1	9	Оз. Бычьё	[182]	П. Площадь озера – 0,65 км ² ; мощность рапы – 0,5 м, общая минерализация рапы – 12,5 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 6,4 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5,1 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,00208 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,0016575 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,0040625 млн т. Содержание соли в грунтах озера: площадь озера – 6,0 км ² ; мощность рапы – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 6,0%, содержание отдельных солей в грунтах: Na ₂ SO ₄ – 3,0 г/дм ³ , Na ₂ CO ₃ – 2,5 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,0324 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,027 млн т, общие ресурсы солей – 0,0648 млн т. В грунтовых водах до 25 м. Аномалия (1 а, в): площадь озера – 71 км ² ; мощность горизонта – 15 м; общая минерализация рапы – 30 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 9 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 20 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,3834 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,864 млн т, общие ресурсы солей – 1,296 млн т. Аномалия (1 б, г): площадь озера – 24 км ² ; мощность горизонта – 18 м; общая минерализация рапы – 30 г/дм ³ ; содержание отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 9 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 20 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 1,5552 млн т, Na ₂ CO ₃ – 3,456 млн т, общие ресурсы солей – 5,184 млн т. Содержание соды – 5 г/дм ³ , площадь озера – 0,65 км ² , мощность рапы – 0,5 м, прогнозные ресурсы соды по пробам – 0,001675 млн т
I-1	10	Оз. Горькое	[182]	П. Площадь озера – 3,57 км ² ; мощность рапы – 1,5 м, общая минерализация рапы – 18,0 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 9,0 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 5,2 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,048195 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,027845 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,9639 млн т. Содержание соли в грунтах озера: площадь озера – 0,4 км ² ; мощность рапы – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 3,2%, общие ресурсы солей – 0,002304 млн т. В грунтовых водах до 25 м: площадь озера – 0,5 км ² ; мощность горизонта – 15 м; общая минерализация рапы – 5 г/дм ³ ; общие ресурсы солей – 0,015 млн т. Проба №1308, 1309: общая минерализация и тип воды – 23,8 г/дм ³ NaCl, содержание соды – 9,5 г/дм ³ , содовость – 42%, площадь озера – 1,73 км ² , мощность рапы – 1,2 м, прогнозные ресурсы соды по пробам – 0,022 млн т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	10	Оз. Бычьё, восточная часть	[182]	П. Площадь озера – 0,2 км ² ; мощность рапы – 1,5 м, общая минерализация рапы – 7,2 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 3,0 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 2,7 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,009 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,00081 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,00216 млн т. Содержание соли в грунтах озера: площадь озера – 0,1 км ² ; мощность рапы – 1,2 м, сумма солей в грунтах – 5,1%, общие ресурсы солей – 0,0016524 млн т. В грунтовых водах до 25 м аномалия: площадь озера – 1,0 км ² ; мощность горизонта – 15 м; общая минерализация рапы – 5 г/дм ³ ; общие ресурсы солей – 0,03 млн т
II-2	6	Оз. Валовое, северная часть	[182]	П. Площадь озера – 3,2 км ² ; мощность рапы – 2,5 м, общая минерализация рапы – 5,0 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 2,5 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 1,5 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,0575 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,0345 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,0115 млн т. Содержание соли в грунтах озера: площадь озера – 1,4 км ² ; мощность рапы – 6,5 м, сумма солей в грунтах – 3,2%, общие ресурсы солей – 0,00333 млн т. В грунтовых водах до 25 м аномалия: площадь озера – 1,8 км ² ; мощность горизонта – 15 м; общая минерализация рапы – 30 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 10 г/дм ³ ; Na ₂ CO ₃ – 20 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: Na ₂ SO ₄ – 0,108 млн т, Na ₂ CO ₃ – 0,216 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,324 млн т
IV-1	10	Оз. Ляпуниха	[182]	П. Площадь озера – 0,8 км ² , мощность рапы – 0,6 м, общая минерализация рапы – 25,2 г/дм ³ , содержание отдельных солей в рапе: Na ₂ SO ₄ – 20,2 г/дм ³ ; ресурсы категории P ₂ отдельных солей в грунтах: Na ₂ SO ₄ – 0,009696 млн т, общие ресурсы солей в озерах – 0,012096 млн т. Ресурсы солей в грунтах: площадь – 5,23 км ² , мощность грунта – 0,9 м, сумма солей в грунтах – 3,2%, общие ресурсы солей в озерах – 0,0225936 млн т. В горизонте грунтовых вод (20 м): площадь – 1,7 км ² , мощность грунта – 12 м, сумма солей в грунтах – 20%, ресурсы отдельных солей в грунтах: NaCl – 15 г/дм ³ ; ресурсы отдельных солей: NaCl – 0,1224 млн т; общие ресурсы солей в грунтах – 0,1632 млн т. Общие прогнозы солей в горизонте грунтовых вод (до 10 м): площадь – 0,75 км ² , мощность грунта – 3 м, сумма солей в грунтах – 5%, общие ресурсы солей в озерах – 0,0045 млн т
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ				
Минеральные лечебные воды				
<i>Радоновые</i>				
I-2	2	Восточнее с. Плодсовхоз	[165]	ГДХО. Радиогидрогеохимическая аномалия в подземных водах. Ореол с содержанием радона 185 Бк
II-1	2	Западнее оз. Соленое и Пресное	[165]	ГДХО. Радиогидрогеохимическая аномалия в подземных водах. Ореол с содержанием радона 185 Бк
IV-4	8	Юго-восточнее с. Долино	[165]	ГДХО. Радиогидрогеохимическая аномалия в подземных водах. Ореол с содержанием радона от 185 до 555 Бк. Имеет свое продолжение на соседнем листе М-44-IV

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, показанных на карте полезных ископаемых листа М-44-III

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ ресурсы/S)
				P ₁	P ₂	P ₃		
1	Прогнозируемый Балансорский золоторудный узел (3.1.1)	Au	354			30	30	0,08
2	Прогнозируемый Новогорьевский полиметаллический рудный узел (4.1.1)	Zn Pb Cu	160			250 100 45	250 100 45	1,56 0,62 0,28
3	Прогнозируемая Западная урановорудная зона (5.1.1)	U	231			14	14	0,06
4	Прогнозируемая Коростелевская урановорудная зона (5.1.2)	U	234			3	3	0,01

Примечание: прогнозные ресурсы цинка, свинца, меди, урана – тыс. т; золота – т.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа М-44-III

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы	Медь	Прогнозируемый узел – 1	Р ₃	45 тыс. т
	Цинк			250 тыс. т
	Свинец			100 тыс. т
Благородные металлы	Золото	Прогнозируемый узел – 1	Р ₃	30 т
Радиоактивные элементы	Уран	Прогнозируемые зоны – 2	Р ₃	17 тыс. т

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа М-44-III Госгеол-карты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
	Золото				
1	Прогнозируемый Балсансорский золоторудный узел (3.1.1)	–	P ₃ : Au – 30 т	P ₃ : Au +30 т	Поисковые работы второй очереди
	Уран				
2	Прогнозируемая Западная урановорудная зона (5.1.1)	–	P ₃ : U – 14 тыс. т	P ₃ : U +14 тыс. т	Поисковые работы второй очереди
3	Прогнозируемая Коростелевская урановорудная зона (5.1.2)	–	P ₃ : U – 3 тыс. т	P ₃ : U +3 тыс. т	Поисковые работы второй очереди

Каталог памятников природы, показанных на листе М-44-III

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Уступ абразионный (клиф активный) высотой 5 м, выработанный в озерных тонкозернистых алевритовых песках, содержащих многочисленные обломки раковин моллюсков
2	Геоморфологический	Уступ абразионный (клиф активный) высотой 6 м, выработанный в озерных тонкозернистых алевритовых песках
3	Ландшафтный	Озеро Валовое – ландшафт тростникового болота с остаточным озером и солончаками на осушенных участках
4	Гидрогеологический	Горько-соленое озеро Горькое-Перешеечное
5	Гидрогеологический	Содовое озеро Соленое
6	Ландшафтный	Урочище Ляпуниха – ландшафт тростникового болота с остаточным озером и солончаками на осушенных участках. Орнитологический заказник краевого значения – 123 вида птиц, из которых 26 видов редкие и исчезающие, занесенные в Красную книгу
7	Общегеологический	Единственное на площади листа обнажение красно-бурых глин павлодарской свиты

Список скважин, показанных на геологической карте, и петротипов, показанных на геологической карте

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	256 м; вскрыла разрезы: краснодубровской (37 м), кочковской (56,2 м), павлодарской (41,5 м), рубцовской (25,3 м), крутихинской (13 м), новомихайловской (4,3 м), атлымской (23,1 м), люлинворской (20,4 м), талицкой (16 м) и ганькинской (19 м) свит, на забое кварцевые пески ганькинской свиты	[196], скв. 6
2	305 м; вскрыла эоловые пески (5 м), разрезы: краснодубровской (24,4 м), кочковской (55 м), павлодарской (22,2 м), рубцовской (51,4 м), крутихинской (15,5 м), новомихайловской (4,5 м), атлымской (14 м), люлинворской (18,5 м), талицкой (19,5 м) и ганькинской (75 м) свит, на забое кварцевые пески с мелкими прослоями песчаных глин ганькинской свиты	[196], скв. 40
4	352,7 м; вскрыла разрез верхнемел-кайнозойских отложений (346,2 м), выветрелые сланцы иртышского метаморфического комплекса (6,5 м)	[196], скв. 5
5	385 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (366,3 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (13,7 м), сланцы иртышского метаморфического комплекса (5 м)	Авторские материалы, скв. 23
6	373 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (361 м), кору выветривания по метаалевролитам корбалихинской толщи (10 м), метаалевролиты корбалихинской толщи (2 м)	Авторские материалы, скв. 22
7	423 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (404 м), кору выветривания по метаалевролитам и метапесчаникам корбалихинской толщи (6 м), метаалевролиты и метапесчаники корбалихинской толщи (13 м)	Авторские материалы, скв. 21
9	445 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (389 м), кору выветривания по метапелитам корбалихинской толщи (14 м), пачку (42 м) филлитизированных глинистых сланцев корбалихинской толщи	[196], скв. 7
11	73,8 м; вскрыла эоловые пески (8 м), разрезы: касмалинской (19 м), кочковской (30 м) и павлодарской (16,8 м) свит	[196], скв. 91
12	385,5 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (343,9 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (36,6 м), кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (5 м)	Авторские материалы, скв. 19
16	356 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (333 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (14 м), кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (9 м)	Авторские материалы, скв. 18
17	345,5 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (314,5 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (28,3 м), кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (2,7 м)	Авторские материалы, скв. 17
18	301,2 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (292,9 м), кору выветривания по амфиболитам? иртышского метаморфического комплекса	[196], скв. 22
19	321 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (260,5 м), кору выветривания по метаалевролитам орловской свиты (21,5 м), пачку (39 м) переслаивающихся метаалевролитов и метапесчаников орловской свиты	Авторские материалы, скв. 16
20	273,5 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (232,2 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (1,8 м), пачку (39,5 м) неравномерно выветрелых кварц-серицитовых сланцев иртышского метаморфического комплекса	Авторские материалы, скв. 15
21	213,5 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (194 м), кору выветривания по гранитам волчихинского комплекса (8 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (11,5 м)	[181], скв. 20В
22	384,5 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (374,5 м), интенсивно выветрелые филлитизированные глинистые сланцы корбалихинской толщи (10 м)	Авторские материалы, скв. 20

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
23	295 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (238 м), кору выветривания по гранитоидам волчихинского комплекса (39,6 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (17,4 м)	[181], скв. 48Г
24	325,5 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (318 м), интенсивно выветрелые метаалевролиты корбалихинской толщи (5,2 м), гранит-порфиры волчихинского комплекса (2 м)	[181], скв. 15В
26	299,3 м; вскрыла разрез верхнемел-четвертичных отложений (279 м), кору выветривания по метаалевролитам корбалихинской толщи (12 м), пачку (8,3 м) полосчато-пятнистых ороговикованных метаалевролитов корбалихинской толщи	[181], скв. 4В
30	238,3 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (219 м), пачку (19,3 м) песчаников с прослоями биокластических известняков с остатками брахиопод заводской свиты	[181], скв. 78Г
31	269 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (245 м), выветрелые порфировые дациты каменевского комплекса	[181], скв. 101Г
32	215 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (168 м), кору выветривания по алевропелитам заводской свиты (32 м), пачку (15 м) слоистых алевролитов заводской свиты	[181], скв. 47Г
34	258,2 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (222,1 м), фрагмент разреза (36,1 м) луговской свиты с пластом (1 м) угля	[179], скв. 113
35	217 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (192 м), пачку (25 м) переслаивающихся алевролитов и песчаников с детритом брахиопод каменевской свиты	[181], скв. 97Г
37	510,5 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (216 м), кору выветривания по алевропелитам заводской свиты (9,8 м), разрез заводской свиты (284,7 м)	[179], скв. 52
38	550 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (219 м), кору выветривания по алевропелитам корбалихинской толщи (14 м), разрез корбалихинской толщи (317 м)	[179], скв. 110
39	289,5 м; вскрыла разрезы верхнеолигоцен-четвертичных отложений (242 м), луговской свиты (47,5 м)	[171], скв. 368Г
40	495,3 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (222,5 м), кору выветривания по вулканосадочным породам каменевской свиты (32,5 м), разрезы: нижней части каменевской свиты (24,3 м) и заводской свиты (216 м)	[179], скв. 194
41	295,5 м; вскрыла разрезы: палеоцен-четвертичных отложений (224 м), луговской свиты (54 м) и пачку (11,5 м) метаалевролитов корбалихинской толщи	[181], скв. 111Г
43	378 м; вскрыла разрез нижнеолигоцен-четвертичных отложений (316 м), кору выветривания по алевропелитам такырской серии (30 м), пачку (32 м) алевролитов такырской серии	[196], скв. 4
45	275 м; вскрыла разрез верхнепалеоцен-четвертичных отложений (231 м), кору выветривания по алевропелитам такырской серии (30,7 м), пачку (13,3 м) рассланцованных алевролитов с тонкими прослоями алевропесчаников такырской серии	Авторские материалы, скв. 12
46	274 м; вскрыла разрез верхнепалеоцен-четвертичных отложений (236,8 м), кору выветривания по алевропелитам такырской серии (17,7 м), пачку (19,5 м) рассланцованных тонкослоистых углеродисто-глинистых сланцев и глинистых алевролитов такырской серии	Авторские материалы, скв. 11
47	181 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (133 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (37,4 м), слюдиристо-микрокварцитовые, хлорит-серицитовые сланцы иртышского метаморфического комплекса	Авторские материалы, скв. 10
48	192 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (114,6 м), кору выветривания по гранитоидам прииртышского комплекса (56,4 м), плагиограниты и плагиогранитогайсы прииртышского комплекса (12,6 м), амфиболовые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса (8,4 м)	Авторские материалы, скв. 9
49	151 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (117,2 м), кору выветривания по роговикам (22,1 м), биотит-кордиерит-плагиоклазовые роговики по габбродолеритам первой фазы прииртышского комплекса (0,7 м), ороговикованные габбродолериты первой фазы прииртышского комплекса (5,8 м), плагиогранитогайсы второй фазы прииртышского комплекса (4,9 м), кварцевые диориты первой фазы прииртышского комплекса (0,3 м)	Авторские материалы, скв. 8
50	234,7 м; вскрыла разрез нижнепалеоцен-четвертичных отложений (215,5 м), выветрелые филлитизированные глинистые сланцы и фил-	Авторские материалы,

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
	литы корбалихинской толщи (19,2 м)	скв. 14
51	248,3 м; вскрыла разрез нижнепалеоцен-четвертичных отложений (218,5 м), кору выветривания по метаалевролитам и филлитам корбалихинской толщи (21,5 м), пачку тонко переслаивающихся метаалевролитов и метапесчаников корбалихинской толщи (8,3 м)	Авторские материалы, скв. 13
52	230,6 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (146,3 м), кору выветривания по филлитизированным глинистым сланцам и филлитам корбалихинской толщи (31 м), филлиты и филлитизированные глинистые сланцы корбалихинской толщи (53,3 м)	[196], скв. 1
53	187 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (146,5 м), кору выветривания по филлитам корбалихинской толщи (18,5 м), филлиты корбалихинской толщи (22 м)	Авторские материалы, скв. 43
54	232 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (143,7 м), кору выветривания по гранодиоритам прииртышского комплекса (81,3 м), гранодиориты второй фазы прииртышского комплекса	[196], скв. 2
57	242 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (182,5 м), кору выветривания по метаалевролитам корбалихинской толщи (45,5 м), пачку (14 м) рассланцованных метаалевролитов корбалихинской толщи	[181], скв. 75В
59	228 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (180 м), кору выветривания по песчаникам мельничной свиты (45 м), пачку кварцево-полевошпатовых песчаников мельничной свиты (3 м)	[181], скв. 177А
60	227 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (193 м), кору выветривания по риолитоидам мельнично-сосновского комплекса (29 м), субвулканические риолиты мельнично-сосновского комплекса (5 м)	[181], скв. 182А
61	188 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (168 м), кору выветривания по габброидам первой фазы волчихинского комплекса (18,5 м), габбро первой фазы волчихинского комплекса (1,5 м)	[181], скв. 191А
62	220 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (196 м), кору выветривания по гранитоидам волчихинского комплекса (19 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (5 м)	[181], скв. 185А
63	225,8 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (206 м), неравномерно выветрелые тектонические брекчии по гранитоидам волчихинского комплекса (19,8 м)	[181], скв. 179А
64	256 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (204 м), кору выветривания по гранитам третьей фазы волчихинского комплекса (41 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (11 м)	[181], скв. 132А
65	242,5; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений (204 м), кору выветривания по гранитам третьей фазы волчихинского комплекса	[181], скв. 135А
66	250 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (182 м), кору выветривания по терригенным породам мельничной свиты (18 м), пачку (50 м) переслаивающихся глинистых сланцев и кварцевых песчаников мельничной свиты	[181], скв. 163А
67	210 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (180 м), кору выветривания по гранитам волчихинского комплекса (10 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (15 м)	[181], скв. 155А
68	203,8 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (180 м), кору выветривания по гранитоидам волчихинского комплекса (6 м), сильно выветрелые граниты третьей фазы волчихинского комплекса (17,8 м)	[181], скв. 164А
70	300 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (181 м), кору выветривания по гранитам третьей фазы волчихинского комплекса (76 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (43 м)	[196], скв. 19
71	220 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (186 м), кору выветривания по метаалевролитам корбалихинской толщи (24,5 м), пачку (11,5 м) сланцеватых метаалевролитов корбалихинской толщи	[181], скв. 194
72	142,9 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (137 м), гранитогнейсы третьей фазы прииртышского комплекса (5,9 м)	[181], скв. 158А
73	186 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (162 м), диориты первой фазы волчихинского комплекса с ксенолитами роговиков по песчаникам и сланцам (24 м)	[181], скв. 156
74	138 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (93 м), кору выветривания по диоритам прииртышского комплекса (41 м), кварцевые диориты первой фазы прииртышского комплекса (4 м)	[181], скв. 197А

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
75	325 м; вскрыла разрезы: палеоцен-четвертичных отложений (289,5 м), луговской свиты (32,5 м), пачку (3 м) псефитовых туфов кислого состава каменевской свиты	[169], скв. 86
76	453 м; вскрыла разрезы: палеоцен-четвертичных отложений (265 м), каменевской свиты (188 м)	[169], скв. 40
78	265,5 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (236 м), кору выветривания по гранодиоритам второй фазы волчихинского комплекса (18 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (11,5 м)	[181], скв. 174
79	304 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (240 м), кору выветривания по гранитоидам волчихинского комплекса (20 м), лейкограниты четвертой фазы волчихинского комплекса (44 м)	[181], скв. 202
80	315 м; вскрыла разрезы: нижнеолигоцен-четвертичных отложений (256 м), луговской свиты (59 м)	[181], скв. 185
81	322 м; вскрыла разрезы: нижнеолигоцен-четвертичных отложений (262 м), луговской свиты (60 м)	[181], скв. 170
82	246 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (212 м), кору выветривания по базальтам каменевского комплекса (8 м), миндалекаменные базальты каменевского комплекса (26 м)	[181], скв. 196
83	286 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (255 м), кору выветривания по гранитам волчихинского комплекса (4 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (17 м)	[181], скв. 151
84	235 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (224 м), пачку (11 м) переслаивающихся туфов кислого состава, туфопесчаников, песчаников и алевролитов каменевской свиты	[181], скв. 282
85	272 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (243,2 м), кору выветривания по гранодиоритам волчихинского комплекса (14,4 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (14,4 м)	[181], скв. 158
86	245 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (213 м), кору выветривания по алевролитам заводской свиты (13 м), пачку (19 м) переслаивающихся песчаников и алевролитов заводской свиты	[169], скв. 104
87	248 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (223 м), кору выветривания по риолитам каменевского комплекса (14 м), риолиты каменевского комплекса (11 м)	[181], скв. 286
88	241 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (210 м), кору выветривания по андезибазальтам каменевского комплекса (5 м), андезибазальты каменевского комплекса (26 м)	[181], скв. 291
89	260 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (223 м), кору выветривания по гранодиоритам волчихинского комплекса (4 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (33 м)	[181], скв. 164
90	225 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (204 м), кору выветривания по гранитам волчихинского комплекса (11 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (10 м)	[181], скв. 44
91	239,6 м; вскрыла разрез палеоцен-четвертичных отложений, на забое сильно песчанистые с гравием глины островновской свиты	[196], скв. 10
92	211 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (192 м), кору выветривания по роговикам (11 м), массивные роговики (11 м)	[181], скв. 136
93	223,3 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (195 м), кору выветривания по гранитам волчихинского комплекса (2,5 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса с ксенолитами роговиков (5,8 м)	[181], скв. 111
95	240 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (212 м), роговики по отложениям каменевской свиты (17 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (11 м)	[181], скв. 127
96	241 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (205 м), кору выветривания по гранодиоритам волчихинского комплекса (12,5 м), гранодиориты второй фазы волчихинского комплекса (23,5 м)	[181], скв. 122
97	168,7 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (145,5 м), граниты третьей фазы волчихинского комплекса (23,2 м)	[196], скв. 12
98	196,7 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (171 м), кору выветривания по диоритам волчихинского комплекса (15,4 м), диориты первой фазы волчихинского комплекса (10,3 м)	[181], скв. 38
99	142,2 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (130,8 м), выветрелые филлитовидные кварцево-слюдистые сланцы	[196], скв. 3

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
	такырской серии (11,4 м)	
100	263,6 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (129 м), кору выветривания по кристаллосланцам иртышского метаморфического комплекса (38 м), слюдистые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса с серией маломощных (до 2-3 м) тел гнейсовидных плагиогранитов второй фазы прииртышского комплекса (96,6 м)	[196], скв. 41
101	169,8 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (113 м), неравномерно выветрелые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса (56,8 м)	[196], скв. 47
103	169 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (134 м), кору выветривания по плагиогранитогайсам прииртышского комплекса (26,8 м), плагиогранитогайсы второй фазы прииртышского комплекса (8,2 м)	Авторские материалы, скв. 7
104	196,3 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (162,2 м), кору выветривания по плагиогранитогайсам прииртышского комплекса (29 м), плагиогранитогайсы второй фазы прииртышского комплекса (5,1 м)	Авторские материалы, скв. 6
105	169,9 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (160,3 м), выветрелые кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (9,6 м)	Авторские материалы, скв. 5
106	166,6 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (144,8 м), кору выветривания по диоритам прииртышского комплекса (10,2 м), диориты первой фазы прииртышского комплекса (11,6 м)	[196], скв. 42
107	148 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (138 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (2,4 м), кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (7,6 м)	Авторские материалы, скв. 4
109	139,5 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (73,7 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (47,3 м), карбонатизированные кварцево-сланцевые сланцы иртышского метаморфического комплекса (18,5 м)	[196], скв. 9
111	127 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (98 м), выветрелые кварц-серицитовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (29 м)	[196], скв. 15к
112	155,6; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (102 м), выветрелые кварц-серицит-хлоритовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (53,6 м)	[196], скв. 1к
113	104 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (88,3 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (10,7 м), слюдисто-кварцитовые сланцы иртышского метаморфического комплекса (5 м)	Авторские материалы, скв. 3
114	110 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (70,8 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (24,5 м), сланцы кварц-эпидот-амфиболовые, амфиболовые иртышского метаморфического комплекса (14,7 м)	Авторские материалы, скв. 2
115	152,5; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (128,8 м), кору выветривания по сланцам иртышского метаморфического комплекса (17,8 м), сланцы слюдисто-кварцитовые, углеродисто-сланцевые иртышского метаморфического комплекса (5,9 м)	Авторские материалы, скв. 1
119	207 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (174 м), кору выветривания по амфиболовым кристаллосланцам иртышского метаморфического комплекса (22 м), амфиболовые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса (11 м)	[181], скв. 114
121	182 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (169 м), габбро первой фазы волчихинского комплекса (13 м)	[181], скв. 236
122	207 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (170 м), кору выветривания по гнейсам иртышского метаморфического комплекса (13 м), гнейсы иртышского метаморфического комплекса (24 м)	[181], скв. 235
123	219,6 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (195,6 м), кору выветривания по амфиболовым кристаллосланцам иртышского метаморфического комплекса (5,6 м), амфиболовые кристаллосланцы иртышского метаморфического комплекса (18,4 м)	[181], скв. 231
124	216,5 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (120 м), кору выветривания по алевритам орловской свиты (67 м), сланцеватые тонкополосчатые биотит-кварцевые роговики по осадкам орловской свиты (29,5 м)	[181], скв. 21

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
125	175 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (150 м), кору выветривания по туфопесчаникам мельничной свиты (10 м), пачку литокристаллокластических туфов кислого состава и туфопесчаников мельничной свиты (15 м)	[181], скв. 15
126	270 м; вскрыла разрез верхнеолигоцен-четвертичных отложений (169,5 м), кору выветривания по дунитам и гарцбургитам (2,1 м), в разной мере серпентинизированные, перемежающиеся гарцбургиты (более 60%) и дуниты, а также аподунитовые (преобладают) и апогарцбургитовые серпентиниты (98,4 м) Восточно-Сарбасского массива (петротип сарбасского дунит-гарцбургитового комплекса)	Авторские материалы, скв. 44
127	187 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (143 м), кору выветривания по ортоамфиболитам (17 м), ортоамфиболиты (18 м) и габбро первой фазы прииртышского комплекса (9 м)	[181], скв. 57
128	92 м; вскрыла разрез верхнемиоцен-четвертичных отложений (48,4 м), пачку (43,6 м) переслаивающихся углисто-глинистых сланцев с прослойками каменных углей, алевролитов и песчаников малоульбинской свиты	[181], скв. 66
129	190 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (140 м), перидотиты сарбасского комплекса (50 м)	[181], скв. 59
130	151 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (132 м), кору выветривания по образованиям корбалихинской толщи (11,3 м), кварц-полевшпат-хлоритовые сланцы корбалихинской толщи (6,7 м)	[181], скв. 250
131	174,8 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (153,8 м), кору выветривания по амфиболитам иртышского метаморфического комплекса (9,2 м), амфиболиты иртышского метаморфического комплекса (11,8 м)	[181], скв. 61
133	82 м; вскрыла разрез среднемиоцен-четвертичных отложений (78 м), сланцы корбалихинской толщи (4 м)	[196], скв. 6к

Список скважин, показанных на карте мел–четвертичных образований листа М-44-III

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	256 м, свиты – краснодубровская (37 м), кочковская (56,2 м), павлодарская (41,5 м), рубцовская (25,3 м), крутихинская (13 м), новомихайловская (4,3 м), атлымская (23,1 м), люлинворская (20,4 м), талицкая (16 м), ганькинская (19 м)	[196], скв. 6
2	305 м, эоловые пески (5 м), свиты – краснодубровская (24,4 м), кочковская (55 м), павлодарская (22,2 м), рубцовская (51,4 м), крутихинская (15,5 м), новомихайловская (4,5 м), атлымская (14 м), люлинворская (18,5 м), талицкая (19,5 м), ганькинская (75 м)	[196], скв. 40
3	47 м, эоловые пески (8 м), свиты – касмалинская (17,4 м), кочковская (21,6 м)	[196], скв. 37
4	346,2 м, верхненеоплейстоцен-голоценовые озерные отложения (10 м), свиты – кочковская (58 м), павлодарская (31,8 м), рубцовская (48 м), крутихинская (15,9 м), новомихайловская (15,3 м), атлымская (18 м), люлинворская (25,3 м), талицкая (17 м), ганькинская (105,7 м)	[196], скв. 5
5	366,3 м, свиты – касмалинская (11 м), кочковская (69,5 м), павлодарская (24,5 м), рубцовская (45 м), крутихинская (14 м), новомихайловская (12,2 м), атлымская (13,5 м), люлинворская (20,3 м), талицкая (24,2 м), ганькинская (132,1 м)	Авторские материалы, скв. 23
6	361 м, свиты – касмалинская (18,4 м), кочковская (69,4 м), павлодарская (26,9 м), рубцовская (43,9 м), крутихинская (19,2 м), новомихайловская (6,1 м), атлымская (8,4 м), люлинворская (17,9 м), талицкая (17,2 м), ганькинская (133,6 м)	Авторские материалы, скв. 22
7	404 м, свиты – касмалинская (32,5 м), кочковская (54,8 м), павлодарская (33,4 м), рубцовская (42,3 м), крутихинская (15 м), новомихайловская (12 м), атлымская (8 м), люлинворская (24 м), талицкая (11 м), ганькинская (171 м)	Авторские материалы, скв. 21
8	120 м, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская (33,5 м), кочковская (62,7 м), павлодарская (19,8 м)	[196], скв. 45
9	389 м, эоловые пески (12 м), свиты – касмалинская (25,5 м), кочковская (38,5 м), павлодарская (85 м), рубцовская (41,5 м), крутихинская (27,5 м), новомихайловская (12 м), атлымская (25 м), люлинворская (14 м), талицкая (21 м), ганькинская (87 м)	[196], скв. 7
10	150,6 м, эоловые пески (4,5 м), свиты – касмалинская (37 м), кочковская (86,5 м), павлодарская (22,6 м)	[196], скв. 46
11	73,8 м, эоловые пески (8 м), свиты – касмалинская (19 м), кочковская (30 м), павлодарская (16,8 м)	[196], скв. 91
12	343,9 м, эоловые пески (6,5 м), свиты – касмалинская (12 м), кочковская (29 м), павлодарская (42,5 м), рубцовская (50 м), крутихинская (25 м), новомихайловская (12 м), атлымская (8,7 м), люлинворская (22,3 м), талицкая (35 м), ганькинская (100,9 м)	Авторские материалы, скв. 19
13	56 м, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская (19 м), кочковская (33 м)	[196], скв. 35
14	50 м, верхненеоплейстоцен-голоценовые озерные и болотные отложения (6,5 м), свиты – касмалинская (18,5 м), кочковская (25 м)	[196], скв. 39
15	52 м, эоловые пески (9,2 м), свиты – касмалинская (23,3 м), кочковская (19,5 м)	[196], скв. 34
16	333 м, озерно-болотные отложения (8 м), свиты – касмалинская (10,5 м), кочковская (35,5 м), павлодарская (45,4 м), рубцовская (44,1 м), крутихинская (21 м), новомихайловская (13,5 м), атлымская (8 м), люлинворская (28 м), талицкая (26,5 м), ганькинская (92,5 м)	Авторские материалы, скв. 18
17	314,5 м, эоловые пески (9,2 м), свиты – касмалинская (21,3 м), кочковская (19,1 м), павлодарская (50,4 м), рубцовская (26,3 м), крутихинская (29,7 м), новомихайловская (12 м), атлымская (11 м), люлинворская (28,9 м), талицкая (18,3 м), ганькинская (88,3 м)	Авторские материалы, скв. 17
18	292,9 м, эоловые пески (10 м), свиты – касмалинская (28,8 м), кочковская (28,4 м), павлодарская (34,3 м), рубцовская (30,5 м), крутихинская (18 м), новомихайловская (17,8 м), атлымская (14,2 м), люлинворская (30 м), талицкая (20,8 м), ганькинская (60,1 м)	[196], скв. 22
19	260,5 м, эоловые пески (9,5 м), свиты – касмалинская (12,6 м), кочковская (31,5 м), павлодарская (47 м), рубцовская (28,5 м), крутихинская (25,7 м), новомихайловская (14,6 м), атлымская (12 м), люлинворская (19,3 м), талицкая (19,2 м), ганькинская (40,6 м)	Авторские материалы, скв. 16

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
20	232,2 м, покровные лёссовидные супеси (8 м), свиты – нижняя подсвита краснодубровской (26,2 м), кочковская (21,8 м), павлодарская (40,7 м), рубцовская (30,5 м), крутихинская (27,8 м), новомихайловская (7 м), атлымская (10 м), люлинворская (15,5 м), талицкая (34,5 м), ганькинская (10,2 м)	Авторские материалы, скв. 15
21	194 м, лёссовидные супеси (10 м), свиты – касмалинская (20 м), кочковская (18 м), павлодарская (24 м), рубцовская (58 м), крутихинская (25 м), новомихайловская (15 м), атлымская (7 м), люлинворская (7 м), талицкая (10 м)	[181], скв. 20В
22	374,5 м, свиты – касмалинская (20,8 м), кочковская (59,2 м), павлодарская (36,2 м), рубцовская (51 м), крутихинская (12,8 м), новомихайловская (12,5 м), атлымская (19,5 м), люлинворская (13 м), талицкая (13 м), ганькинская (136,5 м)	Авторские материалы, скв. 20
23	238 м, эоловые пески (7 м), свиты – касмалинская (51 м), кочковская (20 м), павлодарская (62 м), рубцовская (37 м), нерасчлененные крутихинская, новомихайловская и атлымская (31 м), нерасчлененные люлинворская и талицкая (20 м), ганькинская (10 м)	[181], скв. 48Г
24	318 м, бурение без керна (69,4 м), свиты – павлодарская (22,6 м), рубцовская (63,8 м), крутихинская (22 м), новомихайловская (7 м), атлымская (13,2 м), нерасчлененные люлинворская и талицкая (44 м), ганькинская (76 м)	[181], скв. 15В
25	64 м, эоловые пески (5 м), свиты – касмалинская (28 м), нижняя подсвита краснодубровской (19 м), кочковская (12 м)	[196], скв. 31
26	279 м, лёссовидные супеси (5 м), свиты – краснодубровская (26 м), кочковская (32,8 м), павлодарская (29,4 м), рубцовская (63,6 м), крутихинская (13,8 м), новомихайловская (9,4 м), нерасчлененные атлымская, люлинворская и талицкая (60 м), ганькинская свита (39 м)	[181], скв. 4В
27	70 м, эоловые пески (4,5 м), свиты – касмалинская (57,1 м), кочковская (8,4 м)	[196], скв. 36
28	73,4 м, свиты – касмалинская (24,5 м), кочковская (29,8 м), павлодарская (19,1 м)	[196], скв. 32
29	163,6 м, озерные отложения (18 м), свиты – нижняя подсвита краснодубровской (25 м), кочковская (15,2 м), павлодарская (38,3 м), рубцовская (49,9 м), крутихинская (17,2 м)	[196], скв. 8
31	245 м, покровные лёссовидные супеси (12 м), свиты – краснодубровская (48 м), кочковская (37 м), павлодарская (66,5 м), рубцовская (38,5 м), крутихинская (43 м)	[181], скв. 101Г
32	168 м, озерные отложения (5 м), свиты – кочковская (45 м), павлодарская (24 м), рубцовская (62 м), крутихинская (32 м)	[181], скв. 47Г
33	208 м, касмалинская свита (10,2 м), свиты – краснодубровская (17,3 м), кочковская (33 м), павлодарская (59,5 м), рубцовская (46 м), крутихинская (42 м)	[196], скв. 11
36	224 м, покровные лёссовидные супеси (5 м), свиты – краснодубровская (27 м), кочковская (63 м), павлодарская (47,8 м), рубцовская (50,2 м), крутихинская (31 м)	[181], скв. 57Г
42	31 м, озерные и болотные отложения (11 м), павлодарская свита (20 м)	[196], скв. 28
43	316 м, верхнеголоценовые озерные отложения (5,5 м), верхнелепестово-голоценовые отложения (9 м), свиты – касмалинская (19,3 м), павлодарская (28,2 м), рубцовская (61 м), крутихинская (43 м), новомихайловская (19 м), атлымская (17 м), люлинворская (37,4 м), талицкая (20,6 м), ганькинская (56 м)	[196], скв. 4
44	54 м, верхнелепестово-голоценовые озерные отложения (13 м), павлодарская свита (41 м)	[196], скв. 27
45	231 м, озерные отложения (18 м), свиты – павлодарская (51 м), рубцовская (42 м), крутихинская (58 м), новомихайловская (18 м), атлымская (20 м), люлинворская (24 м)	Авторские материалы, скв. 12
46	236,8 м, озерные отложения (8,5 м), свиты – касмалинская (10,5 м), павлодарская (53 м), рубцовская (29,5 м), крутихинская (64 м), новомихайловская (20 м), атлымская (18 м), люлинворская (34,3 м)	Авторские материалы, скв. 11
47	133 м, эоловые пески (3,8 м), свиты – касмалинская (28,1 м), кочковская (18,6 м), павлодарская (29,5 м), рубцовская (27,7 м), крутихинская (25,3 м)	Авторские материалы, скв. 10
48	114,6 м, эоловые пески (7,5 м), свиты – касмалинская (10,1 м), кочковская (42 м), павлодарская (16,4 м), рубцовская (25,2 м), крутихинская (13,4 м)	Авторские материалы, скв. 9

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
49	117,2 м, покровные лёссовидные супеси (8,2 м), свиты – кочковская (48,8 м), павлодарская (28,7 м), рубцовская (31,5 м)	Авторские материалы, скв. 8
50	215,5 м, покровные лёссовидные супеси (9 м), свиты – краснодубровская (31 м), кочковская (22 м), павлодарская (42,9 м), рубцовская (34,8 м), крутихинская (18,3 м), новомихайловская (11 м), атлымская (10,3 м), люлинворская (19,7 м), талицкая (16,5 м)	Авторские материалы, скв. 14
51	218,5 м, покровные лёссовидные супеси (6 м), свиты – краснодубровская (22 м), кочковская (34 м), павлодарская (38 м), рубцовская (36 м), крутихинская (14 м), новомихайловская (18,5 м), атлымская (15,7 м), люлинворская (16,6 м), талицкая (17,7 м)	Авторские материалы, скв. 13
52	146,3 м, покровные лёссовидные супеси (6 м), свиты – краснодубровская (17,7 м), кочковская (9,7 м), павлодарская (43,4 м), рубцовская (30,7 м), крутихинская (38,8 м)	[196], скв. 1
53	146,5 м, верхнелепесточен-голоценовые озерные отложения (21,4 м), свиты – кочковская (44,6 м), павлодарская (30,8 м), рубцовская (35,2 м), крутихинская (14,5 м)	Авторские материалы, скв. 43
54	143,7 м, эоловые пески (2 м), свиты – краснодубровская (14,3 м), кочковская (22,7 м), павлодарская (13,5 м), рубцовская (59,5 м), крутихинская (31,7 м)	[196], скв. 2
55	50,5 м, свиты – касмалинская (9,7 м), кочковская (20,3 м), павлодарская (20,5 м)	[196], скв. 24
56	97 м, покровные лёссовидные супеси (5,6 м), свиты – кочковская (24,4 м), павлодарская (21,5 м), рубцовская (45,5 м)	[196], скв. 23
57	182,5 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (47,3 м), свиты – кочковская (19,3 м), павлодарская (21,6 м), рубцовская (51,8 м), крутихинская (42,5 м)	[181], скв. 75В
58	214 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (34,7 м), свиты – павлодарская (50,2 м), рубцовская (51,1 м), крутихинская (48 м), островновская (30 м)	[181], скв. 189А
59	180 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (40 м), свиты – кочковская (23,5 м), павлодарская (25,3 м), рубцовская (56,2 м), крутихинская (35 м)	[181], скв. 177А
60	193 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (44 м), свиты – кочковская (20 м), павлодарская (20 м), рубцовская (82 м), крутихинская (27 м)	[181], скв. 182А
61	168 м, озерные отложения (26 м), свиты – кочковская (30 м), павлодарская (30 м), рубцовская (68 м), крутихинская (14 м)	[181], скв. 191А
62	196 м, эоловые пески (12 м), свиты – касмалинская (22 м), кочковская (22 м), павлодарская (22 м), рубцовская (80 м), крутихинская (18 м), островновская (20 м)	[181], скв. 185А
63	206 м, эоловые пески (11 м), свиты – касмалинская (26 м), кочковская (26 м), павлодарская (28,2 м), рубцовская (57 м), крутихинская (43,8 м), островновская (14 м)	[181], скв. 179А
64	204 м, эоловые пески (12 м), свиты – касмалинская (26 м), кочковская (40 м), павлодарская (16 м), рубцовская (68 м), крутихинская (32 м), островновская (12 м)	[181], скв. 132А
66	182 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (25 м), свиты – кочковская (43 м), павлодарская (29,8 м), рубцовская (42,2 м), крутихинская (42 м)	[181], скв. 163А
67	180 м, эоловые пески (11 м), свиты – касмалинская (28 м), кочковская (20 м), павлодарская (40 м), рубцовская (66 м), крутихинская (16 м)	[181], скв. 155А
68	180 м, эоловые пески (15 м), свиты – касмалинская (25 м), кочковская (28 м), павлодарская (32 м), рубцовская (61 м), крутихинская (19 м)	[181], скв. 164А
69	182,5 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (30 м), свиты – кочковская (36 м), павлодарская (22 м), рубцовская (56 м), крутихинская (38,5 м)	[181], скв. 175А
70	181 м, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская (34 м), павлодарская (28 м), рубцовская (78 м), крутихинская (37 м)	[196], скв. 19
71	186 м, эоловые пески (6 м), свиты – касмалинская (20 м), краснодубровская (12 м), кочковская (48 м), павлодарская (28 м), рубцовская (62 м), крутихинская (12 м)	[181], скв. 194
72	137 м, эоловые пески (6 м), свиты – касмалинская (25 м), кочковская (16 м), павлодарская (55 м), рубцовская (35 м)	[181], скв. 158А
73	162 м, эоловые пески (6 м), свиты – касмалинская (25 м), кочковская (60 м), павлодарская (38 м), рубцовская (25,5 м), крутихинская (7,5 м)	[181], скв. 156

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
74	93 м, нерасчлененные эоловые пески и касмалинская свита (16,5 м), свиты – кочковская (16,5 м), павлодарская (28 м), рубцовская (32 м)	[181], скв. 197А
77	230 м, покровные лёссовидные супеси (12 м), свиты – краснодубровская (39 м), кочковская (58 м), павлодарская (45 м), рубцовская (34,5 м), крутихинская (41,5 м)	[181], скв. 261
78	236 м, эоловые пески (6 м), свиты – краснодубровская (16 м), кочковская (67 м), павлодарская (58 м), рубцовская (63 м), крутихинская (30 м)	[181], скв. 174
79	240 м, покровные лёссовидные супеси (6 м), свиты – краснодубровская (54 м), кочковская (33 м), павлодарская (52 м), рубцовская (61 м), крутихинская (34 м)	[181], скв. 202
80	256 м, свиты – краснодубровская (21 м), кочковская (82 м), павлодарская (47 м), рубцовская (60 м), крутихинская (30 м), новомихайловская (16 м)	[181], скв. 185
81	262 м, свиты – краснодубровская (50 м), кочковская (76 м), павлодарская (48 м), рубцовская (56 м), крутихинская (16 м), новомихайловская (8 м), атлымская (8 м)	[181], скв. 170
82	212 м, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская (16 м), краснодубровская (40 м), кочковская (40 м), павлодарская (54 м), рубцовская (49 м), крутихинская (9 м)	[181], скв. 196
83	255 м, покровные отложения (10 м), свиты – краснодубровская (45 м), кочковская (55 м), павлодарская (43 м), рубцовская (72 м), крутихинская (30 м)	[181], скв. 151
84	224 м, свиты – краснодубровская (48 м), кочковская (57 м), павлодарская (49 м), рубцовская (30 м), крутихинская (40 м)	[181], скв. 282
85	243,2 м, свиты – краснодубровская (26 м), кочковская (69 м), павлодарская (51 м), рубцовская (54 м), крутихинская (43,2 м)	[181], скв. 158
87	223 м, покровные лёссовидные супеси (4 м), свиты – краснодубровская (44 м), кочковская (63 м), павлодарская (36 м), рубцовская (56 м), крутихинская (20 м)	[181], скв. 286
88	210, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская (20 м), краснодубровская (24 м), кочковская (60 м), павлодарская (30 м), рубцовская (58 м), крутихинская (14 м)	[181], скв. 291
89	223, покровные лёссовидные супеси (6 м), свиты – краснодубровская (42 м), кочковская (64 м), павлодарская (36 м), рубцовская (55 м), крутихинская (20 м)	[181], скв. 164
90	204, покровные лёссовидные супеси (5 м), свиты – краснодубровская (35 м), кочковская (64 м), павлодарская (32 м), рубцовская (52 м), крутихинская (16 м)	[181], скв. 44
91	239,6 м, покровные лёссовидные супеси (4,8 м), свиты – краснодубровская (37,9 м), кочковская (49,2 м), павлодарская (68 м), рубцовская (43,6 м), крутихинская (26,5 м), островновская (9,6 м)	[196], скв. 10
92	192 м, свиты – краснодубровская (32 м), кочковская (64 м), павлодарская (32 м), рубцовская (48 м), крутихинская (16 м)	[181], скв. 136
93	195 м, свиты – краснодубровская (32 м), кочковская (68 м), павлодарская (28 м), рубцовская (50 м), крутихинская (17 м)	[181], скв. 111
94	219 м, покровные лёссовидные супеси (12 м), свиты – краснодубровская (30 м), кочковская (66 м), павлодарская (36 м), рубцовская (52 м), крутихинская (23 м)	[181], скв. 162
95	212 м, свиты – краснодубровская (21 м), кочковская (37 м), павлодарская (46 м), рубцовская (77 м), крутихинская (31 м)	[181], скв. 127
96	205 м, покровные лёссовидные супеси (10 м), свиты – краснодубровская (36 м), кочковская (58 м), павлодарская (42 м), рубцовская (39 м), крутихинская (20 м)	[181], скв. 122
97	145,5 м, озерные отложения (8,6 м), свиты – краснодубровская (21,9 м), кочковская (28,8 м), павлодарская (33,5 м), рубцовская (33,2 м), крутихинская (19,5 м)	[196], скв. 12
98	171 м, покровные лёссовидные супеси (13 м), свиты – краснодубровская (27 м), кочковская (30 м), павлодарская (53 м), рубцовская (48 м)	[181], скв. 38
99	130,8 м, эоловые пески (4 м), свиты – касмалинская и кочковская нерасчлененные (30,6 м), павлодарская (29,8 м), рубцовская (41,9 м), крутихинская (24,5 м)	[196], скв. 3
100	129 м, покровные лёссовидные супеси (8,2 м), свиты – кочковская (14,8 м), павлодарская (37 м), рубцовская (56 м), крутихинская (13 м)	[196], скв. 41

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
101	113 м, покровные лёссовидные супеси (5 м), свиты – кочковская (23,5 м), павлодарская (28 м), рубцовская (56,5 м)	[196], скв. 47
102	31 м, покровные лёссовидные супеси (4 м), кочковская свита (27 м)	[196], скв. 48
103	134 м, покровные лёссовидные супеси (4 м), свиты – кочковская (42 м), павлодарская (56 м), рубцовская (12 м), крутихинская (20 м)	Авторские материалы, скв. 7
104	162,2 м, эоловые пески (12 м), свиты – касмалинская (20 м), кочковская (16 м), павлодарская (52 м), рубцовская (32 м), крутихинская (30,2 м)	Авторские материалы, скв. 6
105	160,3 м, эоловые пески (19 м), свиты – касмалинская (24 м), кочковская (29 м), павлодарская (25 м), рубцовская (45 м), крутихинская (18,3 м)	Авторские материалы, скв. 5
106	144,8 м, эоловые пески (9,5 м), свиты – касмалинская (29,2 м), кочковская (14,4 м), павлодарская (37,7 м), рубцовская (33,6 м), крутихинская (20,4 м)	[196], скв. 42
107	138 м, эоловые пески (12 м), свиты – касмалинская (24 м), кочковская (56 м), павлодарская (22 м), рубцовская (24 м)	Авторские материалы, скв. 4
108	160 м, свиты – красnodубровская и кочковская нерасчлененные (69 м), павлодарская (31 м), рубцовская (57 м), крутихинская (3 м)	[196], скв. 14к
109	73,7 м, озерные отложения (6,5 м), свиты – касмалинская (31,9 м), кочковская (5,2 м), павлодарская (12,4 м), рубцовская (17,7 м)	[196], скв. 9
110	65,5 м, покровные лёссовидные супеси (3,3 м), кочковская свита (62,2 м)	[196], скв. 20
111	98 м, эоловые пески (14 м), свиты – павлодарская (55 м), рубцовская (29 м)	[196], скв. 15к
112	102 м, покровные лёссовидные супеси (4,6 м), свиты – кочковская (42,4 м), павлодарская (24 м), рубцовская (31 м)	[196], скв. 1к
113	88,3 м, озерные отложения (20 м), свиты – касмалинская (5 м), павлодарская (52 м), рубцовская (14,3 м)	Авторские материалы, скв. 3
114	70,8 м, эоловые пески (2 м), свиты – павлодарская (40 м), рубцовская (28,8 м)	Авторские материалы, скв. 2
115	128,8 м, покровные лёссовидные супеси (12 м), свиты – павлодарская (84 м), рубцовская (32,8 м)	Авторские материалы, скв. 1
116	72 м, озерные отложения (16 м), свиты – павлодарская (39 м), рубцовская (17 м)	[196], скв. 16к
117	81,8 м, покровные лёссовидные супеси (3 м), свиты – павлодарская (66 м), рубцовская (12,8 м)	[196], скв. 15
118	132,5 м, покровные лёссовидные супеси (4 м), свиты – кочковская (34,8 м), павлодарская (64 м), рубцовская (23,8 м), крутихинская (5,9 м)	[196], скв. 16
119	174 м, покровные лёссовидные супеси (10 м), свиты – кочковская (71 м), павлодарская (59 м), рубцовская (34 м)	[181], скв. 114
120	150 м, эоловые пески (6 м), свиты – красnodубровская (22,8 м), кочковская (39,2 м), павлодарская (41 м), рубцовская (41 м)	[196], скв. 9к
121	169 м, свиты – красnodубровская (20 м), кочковская (47 м), павлодарская (34 м), рубцовская (43 м), крутихинская (25 м)	[181], скв. 236
122	170 м, покровные лёссовидные супеси (16 м), свиты – кочковская (74 м), павлодарская (37,5 м), рубцовская (42,5 м)	[181], скв. 235
123	195,6 м, свиты – красnodубровская (30 м), кочковская (47,8 м), павлодарская (53,2 м), рубцовская (33,2 м), крутихинская (31,4 м)	[181], скв. 231
125	150 м, покровные супеси (5 м), свиты – красnodубровская (33 м), кочковская (22 м), павлодарская (65 м), рубцовская (25 м)	[181], скв. 15
126	169,5 м, свиты – красnodубровская (46 м), кочковская (41,6 м), павлодарская (16,2 м), рубцовская (41,2 м), крутихинская (24,5 м)	Авторские материалы, скв. 44
127	143 м, свиты – кочковская (56,2 м), павлодарская (42,8 м), рубцовская (44 м)	[181], скв. 57
129	140 м, свиты – кочковская (54 м), павлодарская (34 м), рубцовская (52 м)	[181], скв. 59
130	132 м, свиты – кочковская (50 м), павлодарская (51,5 м), рубцовская (31,5 м)	[181], скв. 250
131	153,8 м, покровные лёссовидные супеси (13 м), свиты – кочковская (31,6 м), павлодарская (55,4 м), рубцовская (53,8 м)	[181], скв. 61

Окончание прил. 9

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
132	161 м, покровные супеси (5,6 м), свиты – кочковская (58,9 м), павлодарская (35,9 м), рубцовская (48,8 м), крутихинская (11,8 м)	[196], скв. 17
133	78 м, аллювий первой террасы (7 м), свиты – касмалинская (23 м), кочковская (14 м), павлодарская (17 м), рубцовская (17 м)	[196], скв. 6к

Физические свойства горных пород листа М-44-III

Свита, комплекс	Фаза	Название пород	Плотность σ (г/см ³)		Магнитная восприимчивость χ (10 ⁻⁶ СГСМ)		Остаточная намагниченность J_n (10 ⁻⁶ СГСМ)		Удельное сопротивление ρ_k (Ом·м)		Гамма-активность γ (мкР/ч)	
			Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее
А. Интрузивные образования												
Калбинский [190]		Граниты	13	2,68	–	–	–	–	–	–	–	–
Прииртышский [139, 190]	1	Габброамфиболиты	36	3,04	36	275	36	593	–	–	–	–
	2	Плагиограниты	20	2,64	20	6	20	0	6	625	19	19
	3	Граниты	17	2,60	17	3	17	0	13	345	13	26
		Гранитогнейсы	18	2,65	18	15	18	460	6	235	14	25
Волчихинский [139, 170]	1	Диориты	39	2,78	39	1410	39	227	–	–	–	–
	2	Гранодиориты	22	2,66	22	725	22	29	–	–	–	–
	3	Граниты	27	2,60	27	60	27	29	–	–	–	–
	4	Лейкограниты	30	2,58	27	48	–	–	–	–	–	–
Сарбасский [139]		Перидотиты, дуниты	32	2,96	32	1051	32	181	–	–	–	–
Б. Метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и субвулканические образования												
		Рыхлые отложения [139]	7	2,46	7	9	7	3	44	16	44	13
		Кора выветривания [139]	17	2,32	17	24	17	2	–	–	–	–
Луговская [139]		Среднее по свите	9	2,22	9	14	9	0	11	43	10	15
Иртышский метаморфический [139]		Сланцы кварц-серицит-хлоритовые	87	2,72	87	42	87	2	35	410	39	1,6
		Слюдистые гнейсы	17	2,68	17	24	17	3	6	195	4	14
		Амфиболиты	44	2,93	44	92	44	6	7	1395	9	7
Малоульбинская [139]		Алевролиты, аргиллиты	20	2,57	20	24	20	2	–	–	–	–
		Песчаники	21	2,55	21	13	21	1	–	–	–	–
Такырская серия [190]		Алевролиты	18	2,73	18	28	18	23	–	–	–	–
		Сланцы филлитовидные	14	2,74	14	63	14	117	–	–	–	–
Каменевская [139]		Туфы смешанного состава	10	2,63	10	191	10	30	–	–	–	–
		Туфы кислого состава	50	2,62	50	28	50	1	–	–	–	–
		Туфы среднего состава	17	2,72	17	1115	17	259	–	–	–	–
		Туфы основного состава	4	2,78	4	61	4	23	–	–	–	–
		Туффиты, алевролиты	4	2,58	4	28	4	1	–	–	–	–
Каменевский [139]		Базальты	5	2,83	5	585	5	240	–	–	–	–
		Дациандезиты	16	2,72	16	38	16	3	–	–	–	–
		Риолиты	17	2,57	17	14	17	1	–	–	–	–
		Дациты	10	2,67	10	10	10	0	–	–	–	–

Окончание прил. 10

Свита, комплекс	Фаза	Название пород	Плотность σ (г/см ³)		Магнитная вос- приимчивость χ (10 ⁻⁶ СГСМ)		Остаточная намагниченность J_n (10 ⁻⁶ СГСМ)		Удельное сопро- тивление ρ_k (Ом·м)		Гамма- активность γ (мкР/ч)	
			Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее	Кол-во опред.	Среднее
Заводская [139]		Песчаники	17	2,70	17	26	17	2	–	–	–	–
		Алевролиты	39	2,69	39	27	39	2	6	265	6	15
		Туффиты	4	2,58	4	28	4	1	–	–	–	–
Мельничная [190]		Среднее по свите	165	2,66	165	14	165	2	–	–	–	–
Мельнично-сосновский [190]		Породы кислого состава	59	2,62	59	60	59	3	–	–	–	–
Корбалихинская толща [139]		Среднее по свите	46	2,79	46	38	46	2	–	–	–	–

Химический состав магматических и метаморфических пород

Комплекс	Сарбасский									
Фаза										
№ пробы	44/258,1	44/208,9	44/213,1	44/189,1	44/234,8	44/263,8	44/269	44/175,3	44/221,5	N=9
Компо- ненты	Порода									
	оливини- ты	дуниты		гарцбургиты				серпентиниты		
SiO ₂	35,21	40,47	40,27	41,09	41,04	40,80	39,44	43,06	38,07	39,94
TiO ₂	0,02	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,08	0,03	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	0,45	1,77	1,51	2,50	2,87	2,79	3,05	1,16	1,67	1,97
FeO*	8,30	8,80	8,99	8,13	8,49	8,24	8,03	8,85	8,17	8,44
MnO	0,11	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,16	0,11	0,12
MgO	41,02	37,55	38,12	36,43	35,96	36,01	35,20	32,03	36,36	36,52
CaO	0,31	1,40	1,95	2,23	2,50	2,42	2,27	1,26	1,18	1,72
Na ₂ O	0,05	0,07	0,01	0,08	0,10	0,14	0,15	0,02	0,03	0,07
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
Sc	3,6	9,4	12,3	11,7	14,4	11,5	12,8	8,3	12,5	10,7
V	14,8	52,8	59,5	64,6	74,8	62,9	64,6	40,3	65,3	55,5
Cr	1663,3	2587,7	2743,0	2675,2	2604,4	2472,3	2390,1	2845,6	2554,8	2504
Co	120,1	109,9	109,7	103,3	106,6	96,1	96,9	106,6	99,9	105,5
Ni	2511,4	2073,8	2095,5	1975,2	1961,5	1946,9	1866,2	2136,4	1938,0	2056,1
Ga	1,1	2,1	2,0	2,7	2,7	2,8	2,5	1,8	2,2	2,2
Rb	0,9	0,7	0,80	0,7	1,6	1,1	2,0	0,7	0,7	1,0
Sr	4,2	2,0	0,6	1,5	2,8	1,7	5,1	19,4	4,0	4,6
Y	0,3	0,8	0,9	1,8	2,1	2,1	2,2	0,5	0,8	1,3
Zr	0,5	<0,1	0,24	0,8	0,4	0,5	1,2	1,3	0,1	0,5
Nb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,05
Cs	0,0	0,07	0,03	0,0	0,1	0,1	0,1	0,03	0,1	0,1
Ba	3,2	1,8	1,8	1,6	2,7	2,8	4,0	4,4	2,1	2,7
La	0,1	<0,06	<0,06	<0,06	0,1	0,1	0,1	<0,06	<0,06	0,1
Ce	0,3	<0,06	0,06	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	<0,06	0,1
Pr	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,05	0,04	<0,03	<0,03	0,03
Nd	0,2	0,1	0,12	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2
Sm	0,1	0,08	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Eu	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,03	0,05	0,1	<0,03	<0,03	0,03
Gd	0,1	0,15	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	<0,06	0,1	0,2
Tb	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,04	0,04	0,05	<0,03	<0,03	0,03
Dy	0,1	0,1	0,14	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2
Ho	<0,03	<0,03	<0,03	0,1	0,1	0,1	0,1	0,02	<0,03	0,04
Er	0,0	0,12	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Tm	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,04	0,04	0,03	<0,03	<0,03	0,03
Yb	<0,06	0,08	0,13	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2
Lu	<0,03	<0,03	<0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	<0,03	<0,03	0,03
Hf	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	0,1	0,1	<0,05	0,1
Ta	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Th	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,02
U	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,3	<0,03	0,1

Комплекс	Каменевский				Волчихинский			
Фаза					4			
№ пробы	090001*	016007*	016006*	N=3	3001**	3003**	3006-1*	N=3
Компоненты	Порода							
	андезиба- зальты	андезиты			лейкограниты			
SiO ₂	54,63	57,74	56,39	56,25	76,97	77,39	74,97	76,44
TiO ₂	1,22	1,13	1,14	1,16	0,18	0,15	0,21	0,18
Al ₂ O ₃	14,88	15,38	14,91	15,06	11,71	11,58	12,91	12,07
FeO*	10,20	9,93	9,60	9,91	1,93	2,06	2,07	2,02
MnO	0,20	0,24	0,26	0,23	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	4,43	5,25	3,88	4,52	0,26	0,19	0,37	0,27
CaO	3,07	1,50	3,98	2,85	0,64	0,58	1,51	0,91
Na ₂ O	4,66	4,61	4,58	4,62	3,31	3,23	3,00	3,18
K ₂ O	1,87	0,22	0,53	0,87	4,18	4,38	3,84	4,13
P ₂ O ₅	0,42	0,34	0,38	0,38	0,02	0,02	0,05	0,03
Sc	38,0	40,9	41,1	40,0	5	5,5	5	5,2
V	156	155	160	157	6	5	16	9,0
Cr	14	9	16	13,0	29	53	23	35,0
Co	19,0	18,5	18,0	18,5	2,8	3,0	9,1	5,0
Ni	7	9	20	12,0	<5	<5	<5	4,0
Ga	16	17	17	16,7	11	11,8	12,9	11,9
Rb	26	5	7	12,7	121	136	105	120,7
Sr	132	179	162	157,7	54	37	119	70,0
Y	23	24	23	23,3	31	38	36	35,0
Zr	109,3	119,6	108,4	112,4	144,9	124,9	124,9	131,6
Nb	6,6	7,2	6,1	6,6	9,9	11,24	7,82	9,7
Cs	0	0	0	0,0	4	3	1,0	2,7
Ba	338	82	259	226,3	600	522	596	572,7
La	13	14	13	13,3	24	23	22	23,0
Ce	27,3	28,5	27,7	27,8	49,1	50,6	39,0	46,2
Pr	4	4	4	4,0	6,0	6,2	5	5,7
Nd	15,6	15,1	14,4	15,0	21,5	22,5	16,4	20,1
Sm	3,50	3,48	3,49	3,5	4,57	4,69	3,35	4,2
Eu	0,9	0,9	1,1	1,0	0,4	0,3	0,6	0,4
Gd	4,22	4,09	3,68	4,0	4,46	4,72	3,7	4,3
Tb	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7
Dy	3,82	4,03	3,79	3,9	4,48	4,72	3,66	4,3
Ho	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	1,1	0,8	0,9
Er	2,44	2,32	2,30	2,4	2,82	3,48	2,59	3,0
Tm	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5
Yb	2,50	2,52	2,35	2,5	2,92	3,68	2,56	3,1
Lu	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4
Hf	2,70	3,20	2,85	2,9	4,62	4,36	3,48	4,2
Ta	0,5	0,4	0,4	0,4	1,0	1,0	0,8	0,9
Th	3,2	3,3	3,0	3,2	11,6	13,25	10,6	11,8
U	1,1	1,2	1,3	1,2	1,7	2,94	3,26	2,6

Комплекс	Прииртышский						Иртышский метаморфический			
	1	2								
Фаза	1	2					N=5			
№ пробы	8/151	9/183,4	8/150,7	9/179,8	6/195,5	6/195,6	N=5	1/150,7	3/104	N=2
Компоненты	Порода									
	кварцевые диориты	тоналиты	меланограниты	плагиограниты	лейкоплагиограниты			сланцы кварцевослюдистые		
SiO ₂	62,44	67,30	68,45	72,25	74,82	75,56	70,14	67,18	66,21	66,7
TiO ₂	0,86	0,54	0,68	0,18	0,16	0,13	0,43	0,59	0,68	0,64
Al ₂ O ₃	16,27	15,86	13,65	15,03	13,56	13,47	14,64	12,95	13,79	13,37
FeO*	6,86	5,24	6,06	3,12	2,55	2,08	4,32	7,74	6,01	6,88
MnO	0,22	0,08	0,11	0,04	0,03	0,03	0,09	0,06	0,13	0,10
MgO	3,20	1,40	2,85	0,50	0,56	0,47	1,50	2,16	2,59	2,38
CaO	4,68	3,74	2,59	2,83	2,37	2,40	3,10	1,00	1,63	1,32
Na ₂ O	2,97	3,89	2,20	3,86	3,70	3,83	3,41	1,56	1,96	1,76
K ₂ O	1,28	0,99	2,22	1,50	1,79	1,53	1,55	2,49	2,46	2,48
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,04	0,05	0,04	0,03	0,08	0,21	0,17	0,19
Sc	25,1	12,9	18,1	6,2	5,3	4,0	9,3	16,4	21,0	18,7
V	129,8	58,8	96,8	15,8	24,0	17,2	42,5	102,4	114,9	108,7
Cr	142,5	101,3	165,9	141,3	114,1	81,2	120,7	139,0	196,0	167,5
Co	28,4	16,7	21,1	7,1	7,1	5,5	11,5	41,7	40,7	41,2
Ni	41,2	23,2	60,4	34,9	18,5	19,3	31,2	75,1	129,5	102,3
Ga	16,6	21,5	18,5	17,0	14,9	15,7	17,5	17,5	17,8	17,7
Rb	34,9	29,8	72,1	34,8	41,0	36,9	42,9	88,6	86,7	87,7
Sr	192,7	197,6	116,1	204,9	166,2	160,2	169	195,6	178,3	187
Y	23,8	16,8	5,4	11,5	9,4	8,7	10,4	24,0	26,9	25,5
Zr	86,6	331,2	163,1	290,8	118,4	104,1	201,5	155,0	157,4	156,2
Nb	10,4	7,6	6,6	3,3	4,6	3,7	5,2	10,1	9,5	9,8
Cs	2,0	1,1	3,4	1,1	0,5	0,4	1,3	12,9	3,6	8,3
Ba	123,9	306,0	294,1	334,0	203,8	171,3	261,8	265,7	287,0	276,4
La	6,6	9,9	16,2	32,0	10,1	9,5	15,5	18,1	15,7	16,9
Ce	14,9	19,1	32,0	63,3	21,6	21,1	31,4	39,6	35,7	37,7
Pr	2,1	2,5	3,9	7,9	2,6	2,4	3,9	5,2	4,9	5,1
Nd	8,7	9,6	13,6	27,4	9,0	8,1	13,5	20,3	17,8	19,0
Sm	2,4	2,1	2,0	4,9	1,8	1,5	2,4	4,1	4,0	4,0
Eu	1,1	1,3	0,7	1,7	0,6	0,6	1,0	0,7	0,9	0,8
Gd	2,8	2,1	1,8	3,7	1,4	1,5	2,1	3,3	3,8	3,6
Tb	0,5	0,4	0,2	0,4	0,3	0,2	0,3	0,6	0,5	0,6
Dy	3,5	2,6	0,8	2,4	1,6	1,3	1,7	3,7	3,7	3,7
Ho	0,7	0,6	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,8	0,9	0,8
Er	2,5	1,6	0,5	1,3	0,9	0,7	1,0	2,3	2,6	2,5
Tm	0,4	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4
Yb	2,7	1,6	0,6	1,3	0,9	0,9	1,1	2,2	2,6	2,4
Lu	0,4	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4
Hf	2,2	8,1	4,6	7,3	4,1	3,4	5,5	4,2	4,0	4,1
Ta	0,6	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	0,5
Th	1,3	2,4	5,3	7,4	3,9	4,4	4,7	6,8	5,9	6,3
U	0,9	1,3	0,7	2,1	1,5	1,0	1,3	1,8	2,1	2,0

Комплекс	Иртышский метаморфический			
Фаза				
№ пробы	2/102,5	5/169,1	9/185,7	N=2
Компоненты	Порода			
	сланцы кварц-амфиболовые	амфиболиты		
SiO ₂	56,38	47,99	48,33	48,16
TiO ₂	1,31	1,28	1,28	1,28
Al ₂ O ₃	14,73	15,91	15,83	15,87
FeO*	9,84	11,69	10,99	11,34
MnO	0,13	0,16	0,18	0,17
MgO	3,98	7,07	7,66	7,37
CaO	7,76	11,07	13,33	12,20
Na ₂ O	3,44	2,54	1,85	2,20
K ₂ O	0,29	0,54	0,25	0,40
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,13	0,12
Sc	48,5	74,3	64,7	69,5
V	342,4	384,4	381,9	383,1
Cr	235,3	418,9	508,0	463,4
Co	58,3	72,0	65,0	68,5
Ni	93,8	126,1	145,9	136,0
Ga	17,7	19,6	18,3	18,9
Rb	5,6	8,5	3,3	5,9
Sr	117,2	101,7	205,7	153,7
Y	31,9	34,6	31,4	33,0
Zr	93,5	69,0	74,4	71,7
Nb	3,1	2,1	3,4	2,8
Cs	0,1	0,4	0,1	0,3
Ba	29,1	23,5	32,6	28,1
La	4,7	2,8	3,7	3,2
Ce	11,8	7,8	9,4	8,6
Pr	2,0	1,6	1,8	1,7
Nd	9,2	7,7	9,0	8,3
Sm	3,1	2,8	2,9	2,9
Eu	1,1	1,1	0,9	1,0
Gd	4,1	4,2	3,9	4,0
Tb	0,7	0,8	0,7	0,8
Dy	5,0	5,2	4,8	5,0
Ho	1,1	1,2	1,1	1,1
Er	3,0	3,3	2,9	3,1
Tm	0,5	0,5	0,5	0,5
Yb	2,9	3,5	3,1	3,3
Lu	0,4	0,5	0,4	0,5
Hf	2,8	2,0	2,3	2,1
Ta	0,2	<0,1	<0,1	0,05
Th	1,0	0,3	0,4	0,3
U	0,3	0,2	0,1	0,2

Примечание: * – пробы взяты на территории смежного листа М-44-IV; ** – пробы взяты на территории смежного листа М-44-Х.

Электронное научное издание

**Федак С. И.
Туркин Ю. А.
Селин П. Ф.**
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Горно-Алтайская
Лист М-44-III (Новоогорьевское)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 147 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru