

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО УРАЛЬСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОАО «ЧЕЛЯБИНСКГЕОСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-41-ХІІІ (Пласт)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М200):528.94.065(470.021)

Пужаков Б. А., Шох В. Д., Шулькина Н. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-ХШ (Пласт). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 205 с.

Дается описание стратиграфии, интрузивных и метаморфических образований Восточного склона Урала (Восточно-Уральская мегазона). В строении площади принимают участие породы, сформированные в диапазоне от среднего рифея до квартера в различных геодинамических обстановках (платформенных, рифтогенных, спрединговых, островодужных, коллизионных). Приведены сведения по тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке территории. Дано систематическое описание полезных ископаемых с указанием закономерностей их размещения.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 3, илл. 7, список лит. 172 назв., прил. 12.

Составители

Пужаков Б. А., Шох В. Д., Шулькина Н. Е., Шулькин Е. П., Тарелкина Е. А., Долгова О. Я. и др.

Научный редактор *Жданов А. В.*

Эксперты НРС *Водолазская В. П., Иогансон А. К., Скосырев С. В., Шкатова В. К.*

**Рекомендовано к печати
НРС Роснедра**

© Роснедра, 2018
© ОАО «Челябинскгеосъемка», 2014
© Коллектив авторов и редакторов, 2014
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-41-ХІІІ расположена в восточной части Уральской складчатой системы, в пределах Восточно-Уральской структурно-формационной мегазоны и определяется ее положением в области сочленения мегаструктур Магнитогорского вулканического пояса с Восточноуральскими структурами, включающими структуры «Главного уральского гранитного пояса» и обрамляющего его вулканические зоны.

В административном отношении изученная площадь (лист N-41-ХІІІ) охватывает части территорий Чебаркульского, Уйского, Пластовского, Троицкого, Верхнеуральского, Увельского, Еткульского районов в центральной части Челябинской области. Координаты 54°00'–54°40' с. ш.; 60°00'–61°00' в. д. Общая площадь работ составила 4 827,4 км².

Орографически площадь расположена между предгорьями Южного Урала и равнинной областью Зауральского пенеппена. Представляет собою холмисто-грядовую страну, расчлененную долинами рек. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 200 до 539 м, относительные превышения рельефа в западной части меняются от 50 до 200 м.

Речная сеть принадлежит бассейну р. Уй и ее притокам – рр. Увелька и Санарка. Ширина рек от 7 до 50 м, скорость течения до 0,5 м/с, глубина – до 2 м. Долины рек неравновесны, пологие выработанные участки чередуются с каньонообразными отрезками долин, особенно контрастно выраженными в западной части площади.

Климат района резко континентальный, среднегодовая температура составляет –1,3 °С, минимум достигает –40 °С, максимум +35 °С. Преобладают ветры западного направления, скорость их достигает 4–5 м/с. Годовое количество осадков 350–400 мм, из них более половины приходится на теплый период: максимум на июль, минимум на январь. Снежный покров сохраняется в течение 160–180 дней с начала ноября по апрель, высота его достигает 40–50 см.

Ландшафт района – лесостепной, леса смешанные (береза, осина, сосна), представлены небольшими массивами, рощами и колками, в центральной части площади сохранился реликтовый Санарский бор площадью более 100 км². Степные участки площади большей частью распаханы, почвы на них сильно эродированы.

Дороги на площади имеют гравийно-щебеночное покрытие, трассы Челябинск–Магнитогорск, Троицк–Магнитогорск и Челябинск–Степное–Бреды асфальтированы. По грунтовым дорогам в период дождей и снеготаяния проезд автотранспорта затруднен. Район сплошь электрифицирован, экономически освоен.

Население района (русские, башкиры, татары) занято, главным образом, в сельском хозяйстве, меньше в горнодобывающей промышленности в ЗАО «Южуралзолото», Коелгинском мраморном карьере. Население г. Пласт, пос. Мирный, Уйский и примыкающих к ним поселков обеспечено централизованным водоснабжением. Телефонную связь имеют лишь крупные населенные пункты.

Обнаженность района слабая, лучше обнажена его западная часть, в восточной части обнажения докембрийских пород тяготеют к долинам рек. Геологическое строение района сложное, широким распространением пользуются метаморфические образования, вмещающие крупные гранитоидные массивы, в одном из них – Пластовском размещаются золоторудные кварцевые жилы, исследования и разработка которых начались еще в XIX веке. Вулканические и вулканогенно-осадочные палеозойские толщи распространены по обрамлению структур, сложенных кристаллосланцами, и слагают останцы палеорифтов.

Площадь обеспечена материалами геофизических исследований разного масштаба и качества. Составленные сводная карта аномального магнитного поля (z_a и ΔT_a) и гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000 имеют высокую разрешающую способность на 2/3 площади, на 1/3 площади – позволяют интерпретировать основные структуры района. Дешифрируемость имеющихся аэрофотоматериалов и МАКС масштабов 1 : 12 000–1 : 200 000 низкая. Наиболее уве-

ренно дешифрируются элементы геоморфологического строения площади и фрагменты разрывных нарушений.

Целью работ являлось создание и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200 второго поколения для решения различных народнохозяйственных задач: планирования геологоразведочных работ, освоения земель, проведения природоохранных мероприятий, оценки перспектив территории на золото, редкие металлы (молибден, вольфрам, бериллий) и другие полезные ископаемые.

Комплект геологической карты листа N-41-XIII составлен и подготовлен к изданию партией ППР и ГИ ОАО «Челябинскгеосъемка» на основе геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200), обобщения и систематизации материалов тематических, поисковых и геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (ГСР-50 и ГДП-50). Интерпретация материалов предшественников проводилась на основе значительного объема нового фактического материала, полученного при ГДП-200.

На площади листа N-41-XIII в результате проведенных работ ГДП-200 (ОАО «Челябинскгеосъемка»), были собраны и проанализированы фондовые и опубликованные текстовые и графические материалы по геологическому строению территории, месторождениям и проявлениям полезных ископаемых, просмотрены коллекции шлифов, систематизированы результаты аналитических исследований.

В результате этих работ были получены новейшие высококачественные (оценка НРС Роснедра) геологические материалы, отвечающие современным требованиям, что дало основание для рекомендации подготовки к изданию листа N-41-XIII (Пласт).

Геологические границы и возраста подразделений, картируемых в пределах листа полностью увязаны с соседними, принятыми к изданию, листами ГК-200/2 – N-41-VII (северная рамка), N-40-XVIII (западная рамка), N-41-XIX (южная рамка). С соседним, восточным листом (N-41-XIV) геологические границы и возраста подразделений также увязаны, в настоящее время здесь завершаются работы по ГДП-200.

В полевой период проводились геологические маршруты, описание разрезов, опробование на различные виды анализов, буровые работы. В полевых исследованиях и камеральной обработке материалов участвовали: Н. С. Кузнецов – начальник партии прогнозно-поисковых работ и геоинформатики до января 2012 г.; М. В. Орлов – начальник партии прогнозно-поисковых работ и геоинформатики с января 2012 г.; Б. А. Пужаков – главный геолог партии; ведущие геологи: В. Д. Шох, Н. Е. Шулькина, В. И. Петров, Е. П. Шулькин, А. Г. Иванушкин, Т. А. Попова, О. Я. Долгова; геологи: А. В. Иванов, Е. А. Тарелкина; геофизики: Л. П. Кузнецова, Р. Г. Санникова.

В полевых исследованиях и анализе полученных полевых материалов участвовали также сотрудники сторонних организаций: В. И. Сначёв, Д. В. Савельев, Е. А. Бажин, А. В. Сначёв (ИГ УНЦ РАН, г. Уфа). Визуальные поиски фауны (конодонты) проведены сотрудниками ИГ УНЦ РАН под руководством О. В. Артюшковой (г. Уфа).

Лабораторные исследования выполнены в Комплексной лаборатории ОАО «Челябинскгеосъемка» (химический, спектральный анализы). Литологические и минералогические исследования проводились В. И. Петровым (ОАО «Челябинскгеосъемка»). Подготовка проб для проведения изотопно-геохронологических исследований по цирконам проведены А. А. Краснобаевым (ИГГ УрО РАН). Определения абсолютного возраста проведены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Исследование состава минералов выполнены в лаборатории Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Определение содержания золота и металлов платиновой группы проведено в ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Палеонтологические исследования проведены в лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН О. В. Артюшковой (г. Уфа) (по результатам полевых работ сезона 2011 г.). Палеонтологические исследования в шлифах выполнялись Н. А. Кучевой, Т. И. Степановой в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определения возраста криноидей выполнены А. В. Куриленко (г. Чита). Определения возраста кораллов выполнены О. Л. Косовой в ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Петрографические исследования проведены В. И. Петровым, Е. П. Шулькиным (ОАО «Челябинскгеосъемка»).

В окончательной обработке материалов, составлении и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (второе издание) листа N-41-XIII (Пласт) участвовали: Б. А. Пужаков, В. Д. Шох, Н. Е. Шулькина, Е. П. Шулькин, О. Я. Долгова, М. В. Орлов, А. В. Иванов, Е. А. Тарелкина, Т. А. Попова, Р. Г. Санникова, А. А. Кузнецов.

Текст записки и комплект геологических карт отпечатаны в ОАО «Челябинскгеосъемка».

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

История исследований Пластовской площади отчетливо разделяется на три периода. Первый из них характеризуют маршрутные и кратковременные экспедиционные исследования XIX и начала XX века, связанные с именами И. В. Мушкетова, А. П. Карпинского, М. И. Мельникова, Н. К. Высоцкого и др. Большинство из этих работ посвящено самым общим вопросам геологического строения района, минералогии коренных и россыпных месторождений золота. Второй этап исследований начинается в 20–30-х годах XX века, когда на площади проводятся поисковые работы на золото, мышьяк, полиметаллы, редкие металлы, а на разобренных планшетах – геологосъемочные работы. Исследования этого этапа были прерваны войной. С конца 50-х годов XX века на третьем этапе широким фронтом начинаются поисковые геологоразведочные и геофизические работы на рудное и россыпное золото, редкие и радиоактивные металлы, асбест, каолин, пьезокварц, железные и медные руды и другие полезные ископаемые. Поиски и оценка известных и открытых в ходе работ месторождений сочетаются с проведением на площади геологических съемок масштаба 1 : 50 000, тематическими научными работами, работами, обобщающими материалы поисковых и съемочных исследований.

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГСР-50 на третьем этапе исследований района сопровождалась большими объемами горных и буровых работ, геофизическими и геохимическими исследованиями. Главными достижениями этих работ было установление широкого развития на площади вулканогенных пород, которые ранее из-за слабой обнаженности были изучены фрагментарно, расчленение толщ метаморфических образований по составу и характеру чередования в разрезах, выделение фаз и фаций в массивах гранитоидов. Общим недостатком работ на ГСР-50, проведенных к началу 80-х годов XX века, является слабое фаунистическое обоснование стратиграфических построений, что привело к разнобою в понимании структурно-металлогенической зональности территории, до сих пор остающейся дискуссионной. Неоднократные попытки корреляции геологических построений отдельных авторов-исполнителей ГСР-50 успехом не увенчались. На ГСР-50 большинство исполнителей использовали палеотипную номенклатуру вулканитов, не применяло методы фациального анализа, в результате большинство вулканогенных толщ потеряло «свое лицо». Качественно иные результаты были получены в середине 1980-х годов при проведении ГДП-50, выполненных под руководством В. П. Муркина и Е. П. Шулькина, они подробно рассмотрены ниже (рис. 1).

В 1952 г. И. В. Ленных защищает отчет по ГСР-50, выполненный в 1930–1940 гг. В этой работе, до сих пор не потерявшей своего значения, он впервые датирует гнейсовые толщи района протерозоем, а сланцевые – протерозоем–кембрием, немые вулканогенные толщи отнесены к палеозою от кембрия до D_3 – C_1 . Среди гранитных интрузий впервые выделяются каледонские (Коелгинский массив) и варисские. Также впервые детально описаны купольные структуры интрузивных массивов, установлено, что прототрещиноватость отдельных массивов несогласна с их контактами (Пластовский и др.). В истории каждого интрузива И. В. Ленных выделяет два крупных этапа: пластического течения с параллельным образованием крупных разломов и образование крупных разломов без пластического течения. Детально описано анизотропное строение массивов и деформации изверженных пород. К сожалению, результаты структурно-петрологических исследований И. В. Ленных не были использованы и не получили дальнейшего развития при ГСР-50 и тематических работах.

3.8.14	3.8.14	6.17	1.15
3.8.14	3.8.14	6.17	1.15
8	8		1.15
11	11		6
3.11.14	3.11.14	6.17	5.12.16
3	3.11.14	6	6
11.14	7	7.17	4
11.14	7	17	4
11.14	17	17	5.16
2.9	1.13	1	10
2.9	2.9	1.7.13	7.13
2.9	1.7.13	4	1.4
			10.16
			10.16

Рис. 1. Схема геологосъемочной изученности.

Цифры на схеме: 1 – Ленных И. В., ГС-50, 1952; 2 – Черменинов В. А., ГС-50, 1953; 3 – Мамаев Н. В., ГС-100, 1954; 4 – Иванов В. Ф., ГС-50, 1967; 5 – Щулькин Е. П., ГС-50, 1968; 6 – Костарев В. П., ГС-50, 1972; 7 – Сусликов В. А., ГС-50, 1969; 8 – Турбанов В. Ф., ГС-50, 1970; 9 – Бабкин В. В., ГС-50, 1971; 10 – Левит А. И., ГС-50, 1971; 11 – Турбанов В. Ф., ГС-50, 1975; 12 – Левит А. И., ГДП-50, 1977; 13 – Шагина Р. Н., ГДП-50, 1977; 14 – Турбанов В. Ф., ГДП-50, 1978; 15 – Щулькин Е. П., ГС-50, 1986; 16 – Щулькин Е. П., ГДП-50, 1986; 17 – Муркин В. П., ГДП-50, 1989; лист N-41-ХIII – Моисеев, ГДП-200, 2002.

В 1967 г. В. Ф. Иванов и др. [80] завершают отчет по территории листов N-41-62-А, В. В основании видимого разреза площади авторы выделяют гнейсосланцевую толщу PZ, сложенную гнейсами, кристаллосланцами с подчиненными прослоями мраморов и амфиболитов. В 1972 г. тем же коллективом завершены работы по ГСР-50 на площади листов N-41-50-В, Г. На площади были выделены две крупные структуры – Кочкарский и Большаковский антиклинории. Для разреза метаморфических пород в Кочкарском антиклинории сохраняется та же стратификация, что изложена выше, гнейсосланцевая толща датирована уже как доорнекарбонная. Она перекрывается терригенной толщей S_1V_{2-3} , выше которой залегает сланцево-карбонатная толща S_1V_3 . Контакт терригенной и гнейсосланцевой толщ авторы считают трансгрессивным, а в составе конгломератов терригенной толщ отмечают гальку и валуны плагиогранитов, биотитовых гнейсов, жильного кварца, кроме того, нами в первичных описаниях горных выработок и в шлифах из коллекции отмечены обломки оруденелого кварца, «табашки». В составе песчаников толщи авторы описывают окатанные и угловатые зерна кварца, плагиоклаза, микроклин-пертита, редкие обломки гранитов и плагиогранитов, мирмекитов, серпентинитов; состав песчаников нередко меняется от чисто кварцевого до кварц-полевошпатового. По внешнему облику, структуре и минеральному составу обломки плагиогранитов сходны с плагиогранитами Пластовского и Коелгинского массивов.

В Большаковском антиклинории выделяется вулканогено-осадочная толща O_3-S_1 (полимиктовые туфоконгломераты, туфопесчаники, мраморы, углистые алевролиты и углисто-

кремнистые сланцы), толща углисто-кремнистых сланцев S_1l_3 и осадочно-вулканогенная толща S_1w-S_2 .

В 1968 г. на площади листов N-41-62-Б и N-41-50-Г завершает ГСР-50 коллектив под руководством Е. П. Шулькина [167]. В основании разреза немых вулканогенных толщ по Е. П. Шулькину залегает силурийская толща афировых базальтов с прослоями туффигов, которая выше сменяется андезитами и туфами с прослоями порфировых базальтов и аповулканических сланцев, редкими горизонтами туффигов. Локально развита в районе спилито-диабазовая толща D_2 , которая в D_3-C_1 сменяется порфировыми базальтами и андезибазальтами и их туфами, а последняя – толщей краснокаменных андезидацитов C_1 .

В 1969 г. в отчете В. А. Сусликова и др. [146] на площади листов N-41-Б, Г выделяются две структурно-формационные зоны – западная Сухтелинско-Арамилевская и восточная – Мурзинско-Суундукская. Первую отличает развитие вулканогенных толщ, вторую – метаморфических и осадочных. Немые вулканогенные толщи авторами датируются средним палеозоем, в каждой из них описаны порфировые базальты и андезибазальты, их туфы, углистые сланцы, а в разрезе кумлякской толщи PZ_2 – еще и плагиоклаз-кварцевые песчаники. Метаморфические породы снизу вверх расчленены на толщи: гнейсосланцевую D_3 , двуслюдяных сланцев D_3-C_1 , бластосаммитовых сланцев C_1t-v , в разрезе которой присутствуют кварцевые и аркозовые конгломераты и гравелиты, сланцево-карбонатную C_1v_1 , осадочно-вулканогенную C_1v_{1-2} . Толща бластосаммитовых сланцев и толща двуслюдяных сланцев датированы К-Аг методом – 322 ± 22 и 333 ± 26 млн лет, возраст остальных принят на основе их согласного, с переслаиванием залегания. Суммарная мощность изученного В. А. Сусликовым и др. «непрерывного» разреза превышает 5 000 м и он в целом представляет собою единый мегаритм. Важным итогом работ В. А. Сусликова и др. являются исследования концентрического строения Степнинского массива, расчленение пестрой гаммы слагающих его интрузивных пород. Позднейшие исследования массива, выполненные Р. Н. Шагиной [161], позволили более обоснованно выделить в составе массива три фазы: монцодиорит-сиенитовую, гранитовую и лейкогранитовую. Кольцевая структура массива подчеркивается многочисленными серповидными ксенолитами вулканогенных и осадочных пород, которые Р. Н. Шагина относит к роговикам.

В 1971 г. В. В. Бабкин и др. [46] завершают отчет по ГДП-50 на планшете N-41-61-В и смежным листам с юга и запада. В этой работе впервые отмечается, что на площади района отчетливо выражено два структурных плана – брахиформный, свойственный вулканическим структурам восточной части, и линейный – западной, где развиты преимущественно вулканогенно-осадочные и сланцевые толщи. Выделенные толщи датируются В. В. Бабкиным и др. в диапазоне от S_1 до S_2-D_1 и D_3 ; все они характеризуются развитием «сквозных» образований – углисто-кремнистых сланцев, порфировых базальтов и андезибазальтов, их туфов; границы толщ согласные. Между тем в изученных В. В. Бабкиным разрезах сухтелинской вулканогенно-осадочной толщи D_{1-2} и осадочной толщи C_1t-v по наличию конгломератов и гравелитов с галькой кварца, полимиктовых конгломератов и др. пород однозначно читаются литологические несогласия. Откартированный авторами Бирюковский гранитный массив, как это установлено более поздними исследованиями, имеет не гранитный, а монцонит-граносиенитовый состав и принадлежит тому же формационному типу, что и Степнинский.

В 1977 г. А. И. Левит и др. [93] завершают ГДП-50 на территории листов N-41-50-Г, В. В работе предлагается стратиграфическая схема, отличающаяся от схем предшественников. В основании разреза площади залегают афировые и мелкопорфировые базальты, туффигов и яшмоиды с прослоями кислых вулканитов, объединенные в кособродскую свиту S_1l-w ? Поляновская свита S_1w-S_2l сложена порфировыми базальтами и андезибазальтами, их туфами, встречаются андезиты, андезидациты и их туфы, прослои афировых базальтов. Изотопный возраст вулканитов определен по вторичному амфиболу К-Аг методом и равен 472 ± 22 млн лет; по вторичному биотиту тем же методом – 411–412 млн лет. Кособродская свита S_2-D_1 имеет преимущественно андезитоидный состав, в ее разрезах преобладают туфы. Изотопный возраст вулканических пород по вторичному амфиболу определен К-Аг методом и равен 465 млн лет. Кабанская свита D_3fg , сложенная туфами и лавами порфировых базальтов и андезибазальтов, перекрывается туфогенно-осадочными отложениями C_1t-v . В туфопесчаниках и туфоконгломератах преобладают обломки более древних эффузивов, наряду с ними описаны обломки габбро, катаклазированных габбродиоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, калишпатизированных плагиогранитов (сходных с гранитоидами Пластовского и Коелгинского массивов). Вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения C_1v представлены зелеными сланцами, мраморами и мраморизованными известняками, алевролитами и песчаниками. Венчает разрез каменноложская свита C_1v_2-s , сложенная туфами порфировых андезидацитов, дацитов и трахидаци-

тов. Изотопный возраст этих пород по валовой пробе, определенный К-Аг методом, равен 269 ± 21 млн лет.

При ГДП-50 детально расчленены интрузивные породы, выделены малые гипабиссальные интрузии, интрузии, генетически связанные с вулканизмом, габбро-плагиогранитовая формация S_{1-2} , плагиогранитовая формация D_{2-3} , к которой отнесены Пластовский, Коелгинский и Осейский массивы, что не согласуется с находками обломков подобных гранитоидов в отложениях S_{1-t-v} . Исследования А. И. Левита и др. по времени совпадали с разведкой Поляновского колчеданно-полиметаллического месторождения, приуроченного к разрезу одноименной толщи.

Коллектив геологов под руководством В. Ф. Турбанова [149, 150, 151] проводил многолетние исследования в северной и северо-западной части района. Разработанная в ходе ГСР-50 и последующих тематических работ стратиграфическая схема неоднократно уточнялась и приняла окончательный вид при подготовке листа N-41-XIII к изданию в 1983 г. По разным причинам издание не было осуществлено. В основании разреза района по В. Ф. Турбанову и др. залегают метаморфические породы раннего палеозоя, среди которых располагаются гранитоидные массивы центральной части площади; к O_{1-2} отнесены сланцы в Ларинском гранитогнейсовом куполе. Эти сланцы по В. Ф. Турбанову связаны постепенными переходами со слабометаморфизованными эффузивами базальтовой толщи S_1 : от гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических высокоградиентных зон метаморфизма, в которых на расстоянии в первые км минеральные парагенезисы амфиболитовой фации сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Ранее С. В. Чесноков, разделявший взгляды В. Ф. Турбанова о палеозойском возрасте метаморфических пород Ларинского купола (и гнейс-сланцевого обрамления Ильменогорского метаморфического комплекса) и о постепенном уменьшении степени метаморфизма от сланцев к эффузивам, показал, что сланцы испытали несколько этапов деформаций, которые в эффузивах не проявляются. В последние годы в западной части обрамления купола у д. Кочнева (на восточной границе листа N-40-XVIII) в углеродистых сланцах S (по В. Ф. Турбанову) по устному сообщению А. В. Жданова была найдена фауна рифейских микрофоссилий.

Разрез метаморфических толщ в Ларинском куполе по данным Т. И. Фроловой (1965 г.) насыщен мелкими телами серпентинитов и представляет собою единый мегаритм мощностью более 1 500 м, в котором сланцы и аповулканические амфиболиты снизу вверх сменяются гранат-слюдистыми (глиноземистыми) и графитистыми кварцитами.

В основании разреза восточной части площади, изученной В. Ф. Турбановым и др., залегают базальты и их туфы S_1 , которые с переслаиванием сменяются туфопесчаниками, туфоалевролитами и углисто-кремнистыми сланцами. В этих сланцах у д. Булатова собрана и определена фауна граптолитов $S_{1-2}-w_1$, а в прослоях кремнистых пород среди эффузивов – радиолярии S_1 (определения Б. М. Садрисламова в шлифах). Этот разрез прорван габброидами Большаковского и Кульмяковского массивов, которые рассматриваются как «запаздывающие» комагматы базальтов. Над толщей углеродистых сланцев по В. Ф. Турбанову согласно залегает вулканогенно-осадочная толща S_2-D_1 , сложенная порфиоровыми базальтами и андезибазальтами, туфами, подчиненную роль в разрезах играют дациты, андезидациты и их туфы. Вулканогенные разрезы этой толщи с севера на юг фациально замещаются туфопесчаниками и туфоалевролитами. В ходе ГСР-50 в вышележащей трахитоидной толще (D_2) была выделена магнитная аномалия рудной природы, разбуривание которой привело к открытию скарново-магнетитовых руд Краснокаменского месторождения. Возраст краснокаменной толщи устанавливается по переслаиванию трахитов с известняками, содержащими криноидеи D_2 (определения В. С. Милицыной). При разведке месторождения, однако, установлено, что субвулканические трахиты не переслаиваются с известняками, а прорывают их. Результаты ГСР-50 и поисковых работ однозначно показывают, что ансамбль субвулканических гипабиссальных интрузий, с которым связано Краснокаменское месторождение, развивается на фундаменте линейных структур, сложенных силурийскими толщами. Таким образом, очевидно, что среднепалеозойский разрез района характеризуется крупными структурными несогласиями, проявления которых зафиксированы в ходе работ по ГДП-200 на площади листа N-41-XIX.

Результаты ГДП-50, полученные коллективом под руководством Е. П. Шулькина [169] в вулканической зоне на восточном фланге «Главного уральского гранитного пояса», опираются на солидный объем нового фактического материала, полученного с применением больших объемов буровых работ, обобщения и систематизации материалов поисковых работ на золото, цветные металлы и другие полезные ископаемые. Прежде всего, исполнители работ отмечают симметричное строение вулканической зоны, унаследованно сохранившееся начиная с S_1 , принадлежность ее типу рифтогенных структур. В основании разреза этой структуры залегают измененные базальты нижней базальтовой (осейской) толщи, превращенные в биотит-амфибол-

хлоритовые сланцы. В них хорошо сохраняются реликты структур и текстур порфировых базальтов и андезибазальтов. Возраст толщи условно принят как S_1 . Выше базальтов согласно залегают вулканические породы кособродской толщи, сложенные снизу афировыми и порфировыми базальтами, андезибазальтами и туфами. Эти вулканиды с переслаиванием сменяются андезитами, андезидацитами, дацитами и риолитами. Кособродская толща условно датируется в диапазоне S_2-D_1 : изотопный возраст раннего метаморфизма по биотиту, определенный К-Аг методом, равен 399 млн лет. С силуро–раннедевонским вулканизмом связывается широкое развитие на площади субвулканических и гипабиссальных интрузий диоритовых порфиров, плагиогранодиоритов, риолитов и плагиогранит-порфиров, микродиоритов, долеритов и габбродолеритов. С этими интрузиями ассоциируют зоны кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации.

Портнягинская туфогенно-осадочная толща (D_{2ef}), охарактеризованная фауной радиолярий (определения Б. М. Садрисламова), развита на площади локально. Она сложена вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми и полевошпатовыми пелитами, яшмоидами. По описаниям коллекции шлифов Е. П. Шулькина, заметную роль в петрофонде толщи играют аркозовые кластиты, сложенные обломками гранитоидов, диоритов, мигматитов, кристаллосланцев, хлоритизированных биотитовых пород («табашек»).

Чабанская толща D_{3fr} также развита локально и несогласно залегает на более древних вулканидах. Толща сложена уралитизированными порфировыми базальтами и андезибазальтами, их туфами, в зонах динамометаморфизма превращенных в зеленые сланцы. Лавы играют в разрезах подчиненную роль и преобладают лишь вблизи останцов эруптивных центров на северной периферии Каменского гранитоидного массива. Чабанская толща хорошо обнажена в долине р. Санарка, где, по данным Моисеева (2002 г.), ее слагают тефротурбидиты порфировых базальтов, сходные с таковыми в осейской толще (S_1). По Е. П. Шулькину возраст чабанской толщи определяется ее положением в разрезе ниже карбонатно-вулканогенно-туфогенной толщи (порфировые и афировые базальты, их туфы, туфоалевролиты и известняки), содержащей фауну фораминифер фамена–раннего турне.

Карбонатно-вулканогенно-туфогеновая толща (D_3-C_1) сложена «базальтовыми, андезитобазальтовыми порфиритами... микропорфиритами, спилитами, диабазами, их туфами... с прослоями дацитовых порфиров». В разрезе толщи локализовано Зеленодольское медно-порфировое месторождение и колчеданно-полиметаллическое Поляновское. Вышележащая толща $C_1t_2-v_1$ сложена туфами и лавами порфировых базальтов и андезибазальтов с прослоями туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, углисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Для толщи характерна тонкая ритмичность и флишоидный облик, возраст ее определен по положению в разрезе. Возраст вышележащей карбонатной (коелгинской) толщи определен по фауне фораминифер – не древнее раннего визе.

Кабанская вулканогенно-осадочная толща (C_1) локально развита между Пластовским и Коелгинским гранитоидными массивами и представлена субщелочными базальтами и андезибазальтами, туфами, которые сменяются трахитоидными андезитами, андезидацитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Для толщи характерен свежий кайнотипный облик и синвулканическая гематитизация. Возраст толщи определен по ее залеганию на более древних вулканидах силуро–девона. Описание коллекций образцов и шлифов предшественников и единичных силикатных анализов по этой толще показывает, что вулканиды не отличаются от более древних [113].

Санарская терригенно-карбонатная толща, развитая в северо-восточной части площади датируется по фауне фораминифер среднего–позднего визе, возраст вышележащих карбонатной и карбонатно-обломочной толщ определен по фауне брахиопод, кораллов, фораминифер и конодонтов в диапазоне от позднего визе до московского и башкирского ярусов C_2 .

В ходе ГДП-50 впервые в районе был обнаружен новый тип редкоземельного оруденения, связанный с корами выветривания вулканогенных пород, подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям P_2 и P_3 , что позволяет высоко оценивать перспективы площади на обнаружение новых проявлений.

В результате ГДП-50, проведенных В. П. Муркиным и др. [116] в центральной части листа N-41-ХІІІ, была разработана стратиграфическая схема метаморфических образований, принятая и утвержденная с некоторыми изменениями МСК в 1991 г. Самыми древними образованиями района по В. Муркину являются метатерригенные кристаллические сланцы еремкинской толщи РР. В основании толщи преобладают биотитовые гнейсы и плагиосланцы, верхняя часть ее разреза сложена преимущественно амфиболовыми плагиосланцами, выдержанными горизонтами графитистых кварцитов и мраморов. Радиологические определения возраста цирконов из кристаллических сланцев и гнейсов ионно-изотопным методом показывают, что значения самого

«древнего» этапа метаморфизма составляют 1 380–1 350 млн лет. По изотопному возрасту, метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и минералого-петрографическим особенностям еремкинская толща сопоставляется с еланчиковской толщей Ильменогорско-Вишневогорского блока. Вышележащая рифейская кучинская толща сложена мраморами с редкими прослоями плагиосланцев. Мраморы метаморфизованы в обстановке амфиболитовой фации, среди минеральных ассоциаций последней встречаются реликты минералов гранулитовой фации.

Нестратифицированная благодатская толща развита в районе локально в полях развития мраморов кучинской толщи, связана с ней постепенными переходами. Благодатская толща сложена карбонатно-силикатными и силикатно-карбонатными породами обломочной структуры. В обломках преобладают мраморы, нередко обломки плагиосланцев и гранитов. Эти образования рассматриваются как гравитационные и тектоно-гравитационные брекчии.

Впервые выделенная светлинская толща залегает на кучинской с незначительным угловым и азимутальным несогласием, по-видимому, тектоническим: на контакте толщ установлены брекчии и милониты. Толща разделяется В. П. Муркиным и др. на две подтолщи. Нижняя терригенно-карбонатная подтолща сложена метапесчаниками, которые вверх по разрезу сменяются плагиосланцами бластосаммитовой и бластоалевритовой структуры, мраморами и графитистыми кварцитами. Верхняя терригенная подтолща сложена преимущественно бластосаммитовыми и бластоалевритовыми плагиосланцами и метапесчаниками. На различных горизонтах толщи отмечаются пластовые залежи метадолеритов и метагаббро. В светлинской толще по определению В. Г. Кузнецовой («Запсибгеология») присутствуют докембрийские микрофоссилии, что позволяет допускать ее рифей–вендский возраст. Светлинская толща вмещает метаморфизованное стратиформное золотое оруденение, приуроченное к зонам динамометаморфизма и скоплениям кварцевых жил. Вышележащая александровская толща сложена слюдяными и амфиболовыми сланцами, тонко переслаивающимися с графитистыми сланцами, реже – с мраморами. В средней части толщи встречаются вулканогенные образования – метабазальты, субщелочные метабазальты и метапикробазальты, метариолиты, туфы, жильные коагматы эффузивов. В нижней части толщи обнаружены остатки микрофоссилий, которые по определениям О. Я. Долговой позволяют допускать докембрийский возраст отложений. Породы светлинской и александровской толщ изучены при разведке Светлинского золоторудного месторождения, но не все исследователи расчленяют рудовмещающие образования на две толщи, объединяя их в одну.

Метаосадочные породы светлинской и александровской толщ объединяет метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации, трансгрессивная мегаритмика, присутствие в разрезах кварцевых метапесчаников и метагравелитов – свидетелей размыва кристаллического блока, высокая глиноземистость метаалевритовых пород (до 16–18 % Al_2O_3), что позволяет связывать генезис толщ с размывом гидрослюдисто-каолинитовых кор выветривания и разрушением устойчивых к выветриванию кварцевых пород. Обе эти толщи приурочены к линейной структуре – Муранкинскому блоку (зоне смятия) в западном экзоконтакте Варламовского, Борисовского и Санарского массивов, залегают в моноклинали западного падения и граница их проведена достаточно условно. В стратиграфической схеме, разработанной В. П. Муркиным и затем утвержденной МСК, александровская толща по неизвестным мотивам помещена выше кукушкинской.

Апотерригенные аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты, объединенные в кукушкинскую толщу (ранее – терригенная толща C_1), содержат гальку различных пород: плагиосланцев, жильного и гранулированного кварца, гранитов, аплитов и пегматитов, серпентинитов, изометричные зерна кварца, биотит, мусковит, плагиоклаз, микроклин, хромит, турмалин, магнетит и ильменит. По содержанию Al^{+3} кварц из песчаников кукушкинской толщи идентичен кварцу мигматитов Варламовского и Борисовского массивов. После обобщающих работ И. В. Ленных вновь отмечено залегание аркозовых песчаников и конгломератов на гранитоидах Пластовского массива, а в конгломератах описаны крупные глыбы гранитоидов. В кукушкинской толще также обнаружены остатки микрофоссилий, что позволяет датировать толщу вендом–поздним протерозоем (определения О. Я. Долговой, «Челябинскгеосъемка»). Эта датировка подтверждается определениями изотопного возраста игольчатых цирконов Pb-Pb методом в ИГД РАН, цирконы подобного габитуса в других толщах района неизвестны. Осадки кукушкинской толщи метаморфизованы в условиях высоких ступеней зеленосланцевой фации. Состав обломочного материала толщи и другие особенности показывают, что она является надежным маркером верхней границы распространения древнего метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

В ходе работ по ГДП-50 было впервые установлено, что визейская карбонатная толща не образует сколько-нибудь значительных по площади ареалов: известняки и мраморизованные

известняки с фауной визе слагают в мраморах кучинской толщи хаотично ориентированные блоки размером от первых метров до первых сотен метров и первых километров. Генезис этих кластитов остается дискуссионным.

С 1999 года на площади листа проводилось геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 [113]. Работы были прекращены в 2002 году сдачей информационного отчета. При проведении работ были получены новые данные по геологическому строению и металлогении площади (выявлено золото-палладиевое оруденение в черносланцевых образованиях). Авторы отчета убеждены в значительном развитии на площади докембрийских образований. Фактически докембрийский возраст ряда толщ не имеет достаточно надежного обоснования, также как и возраст ряда плутонических образований. Далека от своего решения и проблема золото-палладиевой продуктивности черносланцевых толщ района. Принятая стратиграфическая схема стратифицируемых образований в значительной мере условна. По заключению авторов она также слабо обоснована, как и схемы предшественников, а «большинство кардинальных вопросов геологии района еще далеки от сколько-нибудь однозначного решения» [113]. Причина такой оценки результатов собственных работ лежит в незавершенности работ, – начиная от создания базы ретроспективных первичных геологических данных – 50 %, выполнения полевых работ – около 50 %, лабораторных исследований – 2 %, до камеральной обработки материалов – 26 %, в частности, вообще не проведена обработка результатов спектральных анализов, не сформирована в полном объеме база данных.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В истории геофизических исследований территории листа N-41-XIII намечается несколько этапов, каждый из которых характеризуется различными объемами, методиками и задачами, которые решались в ходе работ.

Первый период связан с началом внедрения геофизических методов в практику геологоразведочных работ (1930–1941 гг.) – опытных электроразведочных работ на поисках рудного золота. Работы этого этапа были прерваны войной.

Второй период охватывает первые послевоенные годы (1946–1950 гг.), когда Южный Урал был охвачен площадными аэромагнитными съемками, главным образом, с целью поисков магнетитового оруденения. Эти работы сопровождались небольшими объемами наземных исследований. По их результатам были составлены карты магнитного поля масштаба 1 : 100 000, которые послужили хорошей структурной основой для ГСР-50.

На третьем этапе с начала 1950-х годов начинаются интенсивные наземные исследования, направленные на поиски месторождений железа, золота, пьезокварца, талька и других полезных ископаемых. Это были площадные магнитные съемки масштаба 1 : 10 000 и 1 : 25 000, сопровождавшиеся электроразведочными наблюдениями методами СЭП, КЭП и ЕП того же масштаба.

Четвертый период охватывает работы 1960–1970-х гг., это период планомерного изучения территории методами гравиметрии, магнитометрии и электроразведки в различных модификациях СЭП, ВЭЗ, ВП-СГ, которые решали задачи геологического картирования и обеспечения поисковых работ на золото, пьезокварц, медные руды и радиоактивное сырье. На этом этапе гравиметрия выполняется в рамках трапеций масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000, магнитная съемка в масштабе 1 : 10 000 и 1 : 25 000, электроразведка – в профильном варианте за исключением ВП-СГ.

Пятый период геофизических исследований последних лет характеризуется проведением высокоточных исследований для обеспечения геологического картирования и поисковых работ. Более совершенная аппаратура позволила осуществить гравиметровые съемки масштаба 1 : 10 000, высокоточные наземные и аэромагнитные съемки масштаба 1 : 5 000–1 : 10 000, в больших объемах проведены электроразведочные работы методом ВП-СГ. К настоящему времени площадь листа N-41-XIII покрыта наземными и аэромагнитными съемками масштаба 1 : 10 000 и 1 : 50 000, на 60 % – аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемкой (АГС) масштаба 1 : 10 000. Все эти материалы позволяют создать высокоинформативную геофизическую основу площади в масштабе 1 : 200 000 (рис. 2, табл. 1).

Не останавливаясь на результатах геофизических работ первых периодов, отметим работу Л. Ф. Андруховской, составившей карту поля силы тяжести масштаба 1 : 200 000 с сечением изоаномал 1–2 мГал. При создании карты было использовано несколько планшетов гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000, материалы съемки масштаба 1 : 200 000, выполненных в начале 1960-х годов М. Н. Целовальниковым. По характеру поля силы тяжести Л. Ф. Андруховская разделяет изученную площадь на три зоны. Западную зону характеризует

преимущественно отрицательное поле, связанное с влиянием гранитоидных интрузий Ларинского, Уйского и Вандышевского массивов (с чем сегодня трудно согласиться), положительное поле в центральной зоне вызвано широким развитием «тяжелых» вулканических и метаморфических пород, интрузий габбро. Восточная зона интенсивных отрицательных аномалий (–20 мГал) отвечает ареалу развития крупных гранитоидных массивов с глубокими корнями (до 14 км), принадлежащих единому крупному телу.

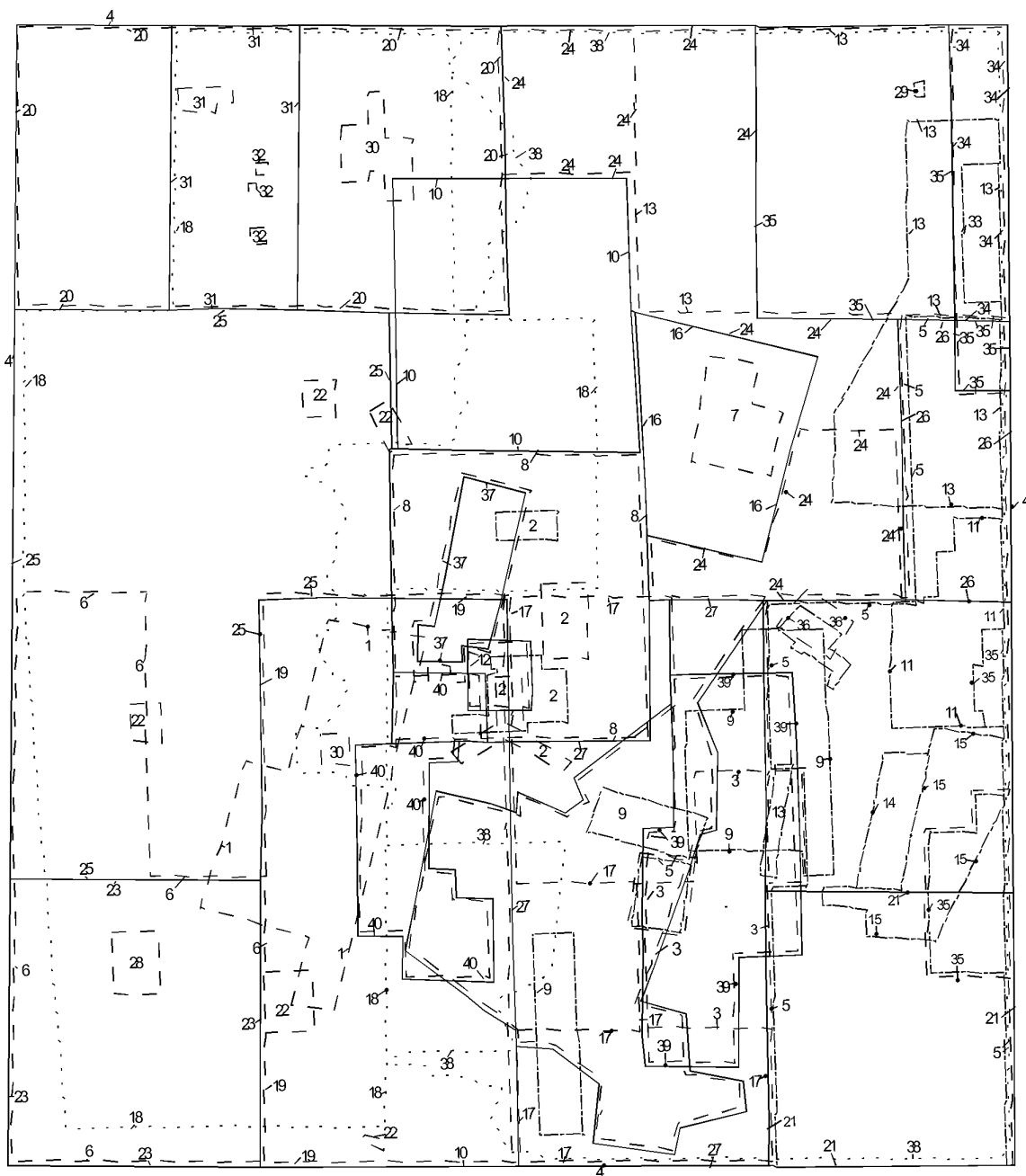


Рис. 2. Схема геофизической изученности.

В 1975 г. Ю. П. Меньшиков завершает сейсмические исследования (МОВ) по Троицкому профилю в 12 км южнее границы листа N-41-ХIII, которые освещают глубинное строение и структуру тех же комплексов, что развиты и на Пластовской площади. Результаты работ позволили показать, что граница Магнитогорского вулканического пояса с Восточноуральскими структурами полого погружается на запад, и ее характеризуют отражающие площадки, пересекающие границы стратифицированных (на поверхности) комплексов, то есть, граница крупных структур, скорее всего, представляет собою надвиг, осложненный зоной смятия. Установлено также, что вулканические толщи, развитые в Восточно-Уральской мегазоне, имеют мощность не менее 4–5 км, такую же, как в Магнитогорском вулканическом поясе.

Список геофизических исследований

№ кон-тура	Автор	Год	Метод	Масштаб	Сеть	Точность	Прибор
1	Бельтенева Е. Б.	1954	магниторазведка		200×40	15 нТл	М-2
2	Демидовцев С. С.	1955	магниторазведка		200×40, 50×20	4,2 нТл	М-2
			электроразведка СЭП		200×20, 100×20		
3	Коробейников К. К.	1960	магниторазведка	1:25 000	250×50	15 нТл	
4	Целовальников М. А.	1960-1961	гравиразведка	1:200 000	4000×1000	2,0 мГал	ГАК-4М, 3М
5	Коробейников К. К.	1961	магниторазведка	1:25 000	250×50	15 нТл	М-2
			электроразведка СЭП, АВ=750	1:25 000	200×40		
6	Манукян Г. О.	1962	магниторазведка	1:25 000	250×50	8,3 нТл	
7	Тараканов С. К.	1962	магниторазведка		50×1000, 50×25		
8	Лебедев В. И.	1963	гравиразведка	1:25 000	500×250	0,08 мГал	
			магниторазведка	1:25 000	250×25		
9	Тараканов С. К.	1963	магниторазведка		50×1000		
			гравиразведка		1000×2000×50		
			электроразведка СЭП, АВ=700, 500		50×1000		
10	Танаев М. А.	1964	гравиразведка	1:25 000	500×250	0,08 мГал	
11	Мецнер Э. И.	1964	электроразведка ВП-СГ	1:25 000	500×50, 125×50, 125×25		
12	Лебедев В. И.	1964	гравиразведка	1:25 000			
			магниторазведка	1:25 000			
			электроразведка СЭП, АВ=50, 500	1:25 000			
13	Лепехин В. И.	1965	магниторазведка	1:25 000	250×50		
			электроразведка ВП-СГ	1:25 000	250×50		
14	Новиков В. А.	1966	электроразведка ВП-СГ	1:25 000	250×50		
15	Рябухина Т. А.	1967	электроразведка СЭП		250×50		
16	Сухожак Р. П.	1967	гравиразведка	1:5 000	1000×250	0,19 мГал	
17	Иванов В. Ф.	1967	магниторазведка	1:25 000	250×50	9 нТл	
18	Чурсин А. В.	1969	аэромагниторазведка			13 нТл	
19	Сусликов В. А.	1969	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,15 мГал	
			магниторазведка	1:25 000	250×50	10 нТл	
20	Турбанов В. Ф.	1970	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,16 мГал	
			магниторазведка	1:25 000	250×50	11 нТл	
21	Левит А. И.	1971	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,08 мГал	
22	Шитова Т. Т.	1971	магниторазведка	1:5 000	50×20	8,1 нТл	М-23
23	Бабкин В. В.	1971	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,11 мГал	
24	Костарев В. П.	1973	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,10 мГал	
			магниторазведка	1:25 000	250×50	11 нТл	
25	Ильин В. И.	1973	гравиразведка	1:50 000	1000×250	0,15 мГал	
26	Хинич М. И.	1975	гравиразведка	1:50 000	1000×250		
27	Марков С. Н., Старцев Б. Е.	1975	гравиразведка	1:50 000	500×200	0,09 мГал	ГАК-ПТМ, ГРК-2, «Дельта»
28	Пургаев Ф. Я.	1976	магниторазведка	1:5 000	50×20		
29	Добашина Ж. И.	1978	электроразведка ВЭЗ АВ=500, 300		400×50		ЭСК-1
30	Шабанова Н. Н.	1979	магниторазведка	1:5 000	100×20, 50×20	10 нТл	
31	Проценко А. П.	1980	гравиразведка	1:10 000		0,08 мГал	
			магниторазведка		200×50, 200×100		
32	Павленин Ю. Н.	1980	магниторазведка	1:5 000		10 нТл	
33	Юриш В. В.	1980	электроразведка ВП-СГ, АВ=1 200		400×50		ВПС-63

№ кон-тура	Автор	Год	Метод	Масштаб	Сеть	Точность	Прибор
34	Проценко А. П.	1981	гравиразведка		500×200, 200×100	0,1 мГал	
			магниторазведка		100×40	10 нТл	М-27
35	Проценко А. П.	1983	гравиразведка		200×100	0,08 мГал	
			магниторазведка		100×25	3 нТл	М-33
			электроразведка ВП-СГ		400×50	9%	ВПС-63
36	Соков Е. В.	1984	электроразведка ВП-СГ		120×10	$\rho_k=2,17\%$ $\pi_k=4,9\%$	ВПС-63
37	Иванищев А. В.	1985	магниторазведка	1:5 000	50×25	2,65 нТл	М-33
			гравиразведка	1:10 000	100×40-50	0,06 мГал	ГНУ-КС
			электроразведка ВП	1:10 000	400-200×50	$\rho_k=2,5\%$ $\pi_k=4,8\%$	ВПС-63
38	Чурсин А. В.	1986	аэромагниторазведка	1:25 000			
39	Баженов Л. Г.	1990	гравиразведка	1:10 000	100×50	0,06 мГал	ГНУ-КС, ГНУ-КВ
			магниторазведка	1:10 000	100×25	4,5 нТл	М-33, ММП-203
			электроразведка ВП-СГ, АВ=1 500	1:10 000	400×50	$\rho_k=3,5\%$ $\pi_k=5-7,5\%$	«Диапир-18»
40	Баженов Л. Г.	1992	гравиразведка	1:10 000	100×50, 200×50	0,09 мГал	ГНУ-КС, ГНУ-К-2
			магниторазведка	1:10 000	100×25	3,7 нТл	М-33
			электроразведка ВП-СГ, АВ=1 500	1:10 000	200×50		«Диапир-18»
			ВЭЗ		200-400×50		АЭ-72
41	Нояксова Л. Д.	2002	Гравиметрическая карта масштаба 1:200 000. Тематические работы				

При разведке Зеленодольского порфиривого месторождения В. В. Юришем была выполнена магнитная съемка масштаба 1 : 10 000 и электроразведочные работы по методу ВП-СГ по сети 400×50 м, что позволило установить: интрузиям рудоносных диоритовых порфиритов, ореолам сульфидной минерализации и гидротермальных изменений отвечает пониженное поле z_a , совпадающее с локальными понижениями поля силы тяжести. Комплексные геофизические работы на Краснокаменском скарново-магнетитовом месторождении, выполненные А. П. Проценко, включали гравиметрию масштаба 1 : 10 000 и 1 : 25 000, высокоточную магнитную съемку масштаба 1 : 10 000, детализационные работы методом ВП-СГ. Установлено, что применявшаяся сеть наблюдений качественно сказывается на повышении информативности карт поля силы тяжести, что позволило не только уверенно закартировать мелкие интрузивные тела кислого и субщелочного состава, но и отрисовать на Краснокаменском участке фрагменты дуговых и радиальных разломов, определяющих морфологию вулcano-интрузивной структуры участка.

В начале 1980-х годов Э. И. Мецнер и Р. З. Абдулин начинают применять метод ВЭЗ по сети 25×25 м для построения карт изомощностей рыхлых отложений на участках, перспективных на скопления россыпного золота. На Светлинском золоторудном месторождении метод ВЭЗ комплексировался с гравиметрией, магниторазведкой и методом ВП-СГ масштаба 1 : 5 000. Эти работы позволили разработать геофизические критерии оценки перспективности аномалий для месторождений светлинского типа: локальный минимум g_a , зона максимума, сопровождающаяся аномалией ВП. Как дополнительные критерии учитывались зоны гравитационных ступеней в сочетании с положительными аномалиями T_a , отвечающие следам крупных разломов.

В 1986 г. И. Р. Халымбаджа и др. завершили аэромагнитную и аэрогамма-спектрометрическую съемку масштаба 1 : 10 000, охватившую около 60 % площади восточной и центральной части Пластовского листа. Авторы полагают, что повышенные магнитные поля над эффузивными толщами восточной части площади связаны не с конкретными комплексами горных пород, а с равномерным распределением вторичного магнетита, возникшего в процессах метаморфизма. Этот вывод подтверждает наблюдения широкого распространения в районе явлений пропилитизации. Результаты АГС позволили авторам выявить некоторые различия гранитоидных массивов по содержаниям U, Th, K.

Важная новая информация о глубинном строении территории получена при проведении разновысотных магнитных съемок (400 и 700 м). По смещению эпицентров магнитных аномалий было установлено, что падение магнитоактивных масс в Восточно-Уральской мегазоне – крутое западное. Все аэромагнитные аномалии по степени их затухания с высотой классифицированы, по ним выполнены количественные расчеты.

При проведении ГДП-50 под руководством Е. П. Шулькина, Н. С. Кузнецов предложил оригинальную методику интерпретации аномалий АГС. Ранее при проведении АГС было установлено, что рудные поля зачастую не сопровождаются аномальными содержаниями радиоактивных элементов, проверка большинства выделенных при АГС аномалий наземными работами показала их бесперспективность. Осуществленная Н. Кузнецовым обработка данных АГС заключалась в установлении закономерностей изменений одних элементов от других – графическом определении линий регрессии $U - 10^{-4} \%$, $Th - 10^{-4} \%$ и K . Отклонения содержаний от линии регрессии рассматривались как показатели радиохимической специализации. Диапазон содержаний U , Th , K был разбит на классы, а затем вся площадь разделена на области комбинаций элементов по классам. Ареалы совпадения классов рассматривались как участки с сингенетическим распределением элементов, а разность классов – как мера радиологической специализации, например, $K-Th$, $U-Th$ и максимально специализированным – $K-Th$, которые следует рассматривать как потенциальные рудные поля. Морфология выделенных Н. С. Кузнецовым участков самая различная – линейная, подковообразная, изометричная. Практически все выделенные по данной методике участки наземными работами не проверены до сих пор.

В 1987 г. с целью оценки золотоносности Кочкарской площади Б. Н. Пунеговым были составлены карты магнитного поля, остаточных аномалий поля силы тяжести и радиогеохимическая карта масштаба 1 : 50 000, и карта интерпретации физических полей, уточнены геофизические критерии золотоносности и выделены перспективные участки.

В 1994 г. Л. Н. Наяксова и др. завершили тематические работы по составлению карты поля силы тяжести масштаба 1 : 500 000, охватывающей территорию Челябинской области. Оригинальность и высокая информативность этой карты состоит в том, что она изготовлена методом фотомонтажа гравиметрических карт масштаба 1 : 50 000 и крупнее. Благодаря сгущению изоаномал на карте контрастно проявлены гравитационные ступени, отвечающие крупным дизъюнктивам, массивы интрузивных пород и вулканические комплексы.

В 2002 г. Баженовской геофизической экспедицией была составлена обновленная гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000 [119]. Карта отвечает всем современным требованиям и является основой для проведения геологоразведочных работ масштаба 1 : 200 000.

ПОИСКОВАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Со середины XIX века Пластовская площадь представляла собой крупный золотодобывающий район. Уже к концу века было выявлено и частично отработано большинство россыпей, а с 1887 г. велась отработка кварцевых жил Кочкарского золоторудного месторождения, в добычу были вовлечены мелкие месторождения полиметаллов, горного хрусталя и цветных камней.

До начала 1950-х годов поисковые работы на площади носили ограниченный характер и были направлены на выявление оловорудных и вольфрамовых объектов, проводятся ревизии россыпных месторождений золота, известных проявлениях свинцовых руд, бериллия, хрома, горного хрусталя, урановых руд, кианита и других полезных ископаемых. Работы этого периода не привели к выявлению новых объектов или промышленной переоценке известных, но позволили определить главные черты металлогенической специализации площади и стратегическое направление дальнейших поисков. К настоящему времени результаты тематических, поисковых и поисково-разведочных работ, проведенных на площади, изложены более чем в 500 отчетах (рис. 3, табл. 2).

Поисковые работы на россыпное золото привели к открытию Еленинской, Андреевской, Каменносанарской и Покровской россыпей. Поиски коренных месторождений золота в восточной части площади были ориентированы как на обнаружение жильных проявлений кочкарского типа, так и на курсанский тип (в вулканических толщах).

Перспективных объектов не выявлено, однако, установлена зараженность золотом прожилково-вкрапленного оруденения площади. Проведена ревизия частично отработанных старателями россыпей к югу от Андреево-Юльевских и поиски коренных месторождений в их плотике.

Поисковые работы на пьезооптическое сырье привели к открытию мелкого Светлинского месторождения, включающего продуктивные пегматитовые жилы и россыпи. Месторождение было сравнительно быстро разведано и отработано.

Поисковые работы на железные руды проводились в районе путем разбуривания интенсивных магнитных аномалий единичными скважинами глубиной 200–300 м на небольших участках в обрамлении Степнинского гранитоидного массива и др. Выявленные мелкие рудопроявления промышленного интереса не представляют.

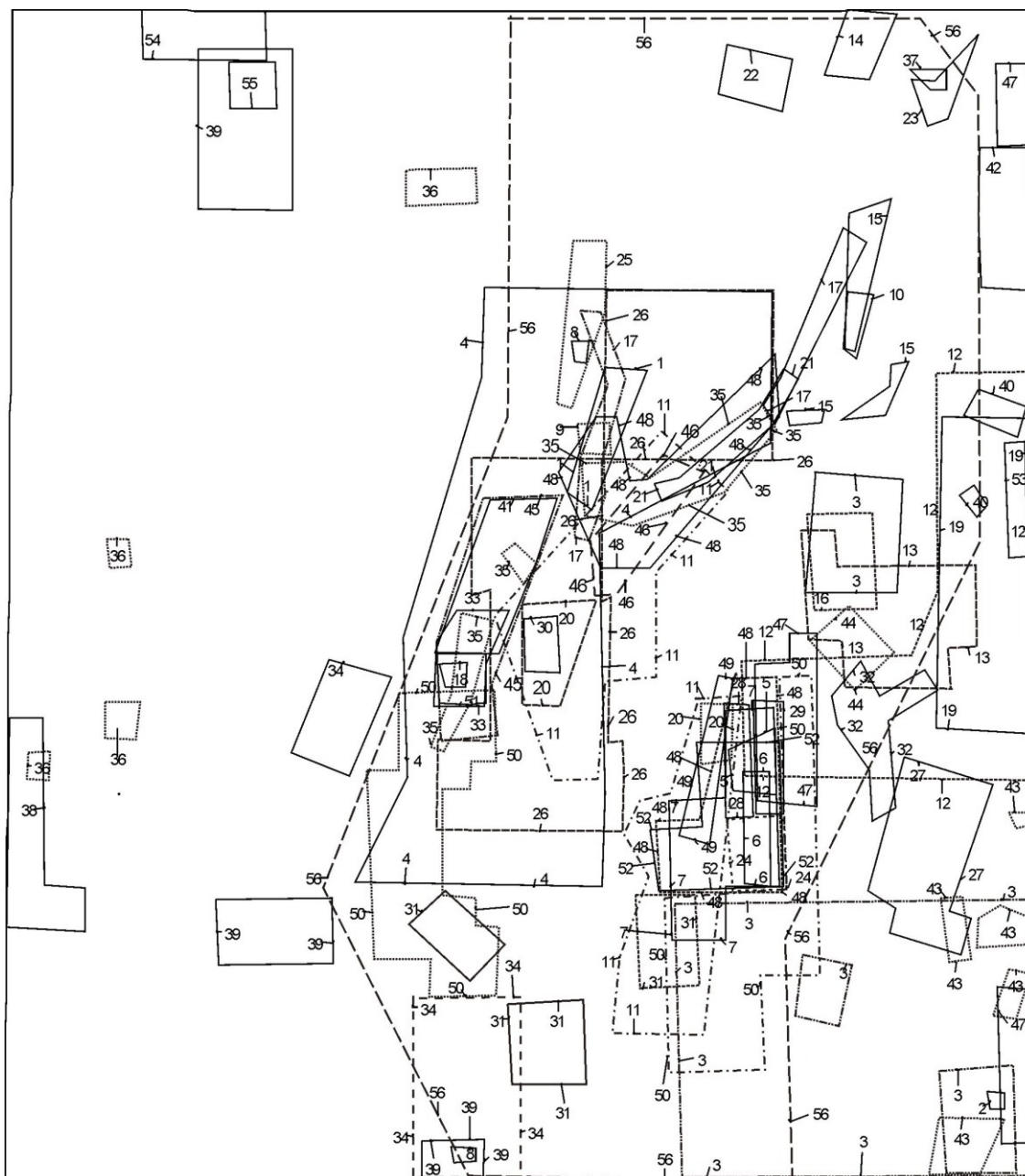


Рис. 3. Схема поисковой изученности.

Цифры на схеме: 1 – Ситнов А. Д., 1970, железо; 2 – Белковский А. И., 1968, тантал, ниобий; 3 – Павленин Ю. Н., 1977, железо; 4 – Павленин Ю. Н., 1977, железо; 5 – Павленин Ю. Н., 1980, железо; 6 – Юриш В. В., 1982, медь, молибден; 7 – Олерский П. К., 1938, вольфрам; 8 – Мещнер Э. И., 1961, медь; 9 – Мещнер Э. И., 1965, медь; 10 – Шулькин Е. П., 1960, бериллий; 11 – Белковский А. И., 1965, тантал, ниобий; 12 – Белковский А. И., 1965, тантал, ниобий; 13 – Егоров А. Н., 1983, медь, молибден; 14 – Павленин Ю. Н., 1977, железо; 15 – Павленин Ю. Н., 1977, железо; 16 – Павленин Ю. Н., 1977, железо; 17 – Павленин Ю. Н., 1980, железо; 18 – Павленин Ю. Н., 1980, железо; 19 – Котов В. Ф., 1969, тантал, ниобий; 20 – Котов В. Ф., 1969, тантал, ниобий; 21 – Котов В. Ф., 1969, тантал, ниобий; 22 – Шулькин Е. П., 1960, бериллий; 23 – Лебедев П. Н., 1954, свинец, цинк; 24 – Ситнов А. Д., 1970, железо; 25 – Олерский П. К., 1938, вольфрам; 26 – Ситнов А. Д., 1968, медь, золото; 27 – Егоров А. Н., 1983, медь, молибден; 28 – Егоров А. Н., 1983, медь, молибден; 29 – Егоров А. Н., 1983, медь, молибден; 30 – Егоров А. Н., 1983, медь, молибден; 31 – Олерский П. К., 1938, вольфрам; 32 – Олерский П. К., 1938, вольфрам; 33 – Кутюхин П. И., 1937, вольфрам; 34 – Гуляк И. Е., 1964, золото (россыпи); 35 – Гуляк И. Е., 1965, золото (россыпи); 36 – Гуляк И. Е., 1964, золото (россыпи); 37 – Ситнов А. Д., 1970, золото (россыпи); 38 – Федосеев В. В., 1998, золото; 39 – Гаврилов Н. Ф., 1962, золото; 40 – Жедаев В. Ф., 1961, золото; 41 – Соков Е. В., 1984, золото; 42 – Горобец В. М., 1969, золото (россыпи); 43 – Гаврилов Н. Ф., 1962, золото; 44 – Шулькин Е. П., 1986, золото; 45 – Шулькин Е. П., 1986, золото; 46 – Иванисhev А. В., 1981, золото; 47 – Федосеев В. В., 1991, золото; 48 – Мещнер Э. И., 1984, золото; 49 – Гуляк И. Е., 1964, золото (россыпи); 50 – Ситнов А. Д., 1970, золото (россыпи); 51 – Ситнов А. Д., 1970, золото (россыпи); 52 – Баженов Л. Г., 1990, золото; 53 – Баженов Л. Г., 1990, золото; 54 – Мещнер Э. И., 1969, золото (россыпи); 55 – Мещнер Э. И., 1968, золото (россыпи); 56 – Мещнер Э. И., 1968, золото (россыпи); 57 – Мещнер Э. И., 1967, золото (россыпи); 58 – Мещнер Э. И., 1979, золото; 59 – Муркин В. П., 1989, редкие земли; 60 – Федосеев В. В., 1995, золото; 61 – Муркин В. П., 1989, золото; 62 – Коршунов А. А., 1965, каолин; 63 – Павленин Ю. Н., 1961, слюда; 64 – Сотников П. М., 1966, мрамор; 65 – Добашина Ж. И., 1978, мрамор; 66 – Морозов А. А., 1960, асбест; 67 – Моро-

зов А. А., 1960, асбест; 68 – Морозов А. А., 1960, асбест; 69 – Юшков С. Б., 1959, асбест; 70 – Люличева В. Г., 1955, каолин; 71 – Люличева В. Г., 1955, каолин; 72 – Шалин Н. И., 1980, пески; 73 – Шалин Н. И., 1980, пески; 74 – Игумнов А. Н., 1932, кианит; 75 – Сотников П. М., 1967, строительные материалы; 76 – Кисин А. Ю., 1985, корунд ограночный; 77 – Иванушкин А. Г., 1989, кианит; 78 – Ленных И. В., 1944, олово, золото; 79 – Бенкогенов, 1945, золото (россыпи); 80 – Локтина И. Н., 1968, каолин; 81 – Смолин А. П., 1949, топазы; 83 – Лебедев П. Н., 1955, железо.

Таблица 2

Поисковая изученность

Полезное ископаемое	Автор	Год	Характер работ
железо	Лебедев П. Н.	1955	поиски
	Ситнов А. Д.	1970	поиски
	Павленин Ю. Н.	1977	поиски
	Павленин Ю. Н.	1980	поиски
вольфрам	Кутюхин П. И.	1937	поиски
	Олерский П. К.	1938	поиски
бериллий	Щулькин Е. П.	1960	поиски
тантал, ниобий	Белковский А. И.	1965	поиски
	Белковский А. И.	1968	поиски
	Котов В. Ф.	1969	поиски
уран	Шагалов Г. А.	1967	поиски
редкие земли	Муркин В. П.	1989	геологическая съемка (поисковый участок)
олово, золото	Ленных И. В.	1944	поиски
свинец, цинк	Лебедев П. Н.	1954	поиски
медь, молибден	Юриш В. В.	1982	поиски
	Егоров А. Н.	1983	геохимические поиски
медь	Мецнер Э. И.	1961	поиски
	Мецнер Э. И.	1965	поиски
медь, золото	Пахтусов Г. П.	1961	геохимические поиски
	Ситнов А. Д.	1968	поиски
золото	Жедаев В. Ф.	1961	поиски
	Гаврилов Н. Ф.	1962	поиски
	Турбанов В. Ф.	1970	геологическая съемка (поисковый участок)
	Мецнер Э. И.	1979	поиски
	Иванищев А. В.	1981	поиски
	Мецнер Э. И.	1984	геологическая съемка (поисковые участки)
	Соков Е. В.	1984	поиски
	Щулькин Е. П.	1986	геологическая съемка (поисковые участки)
	Муркин В. П.	1989	геологическая съемка (поисковые участки)
	Баженов Л. Г.	1990	поиски
	Федосеев В. В.	1991	поиски
	Федосеев В. В.	1995	поиски
	Федосеев В. В.	1998	поиски
золото (россыпи)	Бенкогенов	1945	поиски
	Гуляк И. Е.	1964	поиски
	Гуляк И. Е.	1965	поиски
	Мецнер Э. И.	1967	поиски
	Мецнер Э. И.	1968	поиски
	Горобец В. М.	1969	поиски
	Мецнер Э. И.	1969	поиски
	Ситнов А. Д.	1970	поиски
пьезооптическое сырье	Рахманов П. И.	1954	поиски*
	Овчинникова Г. Ф.	1963	поиски*
	Евстропов А. А.	1966	поиски*
топазы	Смолин А. П.	1949	поиски
корунд ограночный	Кисин А. Ю.	1985	поиски
кианит	Игумнов А. Н.	1932	поиски
	Иванушкин А. Г.	1989	поиски
мусковит	Павленин Ю. Н.	1961	поиски
каолин	Коршунов А. А.	1965	поиски
	Локтина И. Н.	1968	поиски
	Люличева В. Г.	1955	поиски
асбест	Юшков С. Б.	1959	поиски
	Морозов А. А.	1961	поиски

Полезное ископаемое	Автор	Год	Характер работ
мрамор	Добашина Ж. И.	1978	поиски
	Сотников П. М.	1966	поиски
строительные материалы	Сотников П. М.	1967	поиски
	Шалин Н. И.	1980	поиски

Примечание: поиски* – контуры работ не показаны на схеме поисковой изученности из-за малых размеров поисковых площадей.

В ходе буровых работ на Краснокаменском участке было установлено, что скарново-магнетитовое оруденение из-за ограниченных параметров рудной зоны и залегания на глубинах 900–1 100 м также принадлежит непромышленным.

При проведении мелкомасштабных геоморфологических исследований И. З. Шубом и др. в районе пос. Зеленый Лог были обнаружены развалы золотосодержащих лимонитов, дальнейшие исследования которых привели к открытию Зеленодольского медно-порфирирового месторождения. Разведочные работы на месторождении, выполненные В. В. Юришем и др., позволили оценить месторождение как мелкое. Прожилково-вкрапленные руды с содержаниями меди меньше 0,5 % слагают два разобщенных в пространстве и слабо эродированных штокверка, координированных с телами диоритовых и сиенодиоритовых порфиров.

Открытие месторождения послужило стимулом для постановки в восточной части листа N-41-XIII площадных геохимических работ. В ходе последних были оценены ранее известные ореолы прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (Урманское, Медиакское и др.) и выявлен ряд новых ореолов, которые при дальнейших исследованиях привели к открытию перспективного молибденового проявления. Молибденовое проявление приурочено к эндоконтактной зоне мелкого массива гранитоидов на южной периферии Кособродского массива и по прожилково-вкрапленному типу оруденения, минеральному составу метасоматитов и сопровождающих геохимических ореолов подобно молибден-порфирировым объектам. На Молибденовом проявлении по результатам буровых работ и опробования подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям P_2 и P_3 . Важным итогом этих работ является установление литофильной геохимической специализации восточной части площади.

Еще в 1930–1940-х годах И. В. Ленных отмечал неокатанность золотин в Светлинской россыпи, залегающей, очевидно, над коренным месторождением. Более чем через 20 лет благодаря Э. И. Мецнеру в плотике россыпи было открыто Светлинское золоторудное месторождение.

Поиски пьезооптического сырья и жил гранулированного кварца на Первомайском участке в течение ряда лет проводились экспедицией «Уралкварцсамоцветы». Выявленные немногочисленные жилы гранулированного кварца мощностью от 0,5 до 30 м отработаны мелкими карьерами. Открытые в начале XX века старателями редкие пегматитовые жилы с кристаллами слюды размером более 10×10 см при этих работах признаны непромышленными из-за низкого содержания и качества мусковита.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В геохимическом отношении площадь листа N-41-XIII изучена предшественниками крайне неравномерно: слабо охарактеризована западная половина листа; наиболее полно охвачена геохимическими исследованиями восточная половина, особенно юго-восточная часть листа, где сосредоточено большое количество месторождений полезных ископаемых. Геохимическая информация обычно отбиралась попутно в ходе геологосъемочных, геофизических, поисковых и поисково-разведочных работ. Собственно геохимические специализированные работы (поиски по первичным и вторичным ореолам) проводились на площади в очень ограниченном объеме. Краткая характеристика различных геологических работ, в ходе которых имели место геохимические исследования, и собственно геохимических работ приведена и на схеме геохимической изученности (рис. 4).

Первые сведения о геохимии отдельных элементов появились в ходе геологосъемочных и узкопоисковых работ в 1950–1960-е годы. При поисковых работах 1950–1960-х гг. геохимическое опробование проводилось обычно на небольшой круг элементов (от 2 до 12 элементов); опробовались либо редкие коренные обнажения и горные выработки, kern скважин, либо рыхлые отложения, почвы (металлометрия); сеть опробования была крайне неравномерна. Качество аналитических исследований оставляет желать лучшего; чувствительность анализа для ряда

элементов была очень низкой (иногда значительно выше кларковых содержаний этих элементов). Кроме того, обработка результатов анализов велась не на должном уровне (во многих работах не приведены данные о фоновых и аномальных содержаниях элементов-индикаторов в опробуемых компонентах среды и др.).

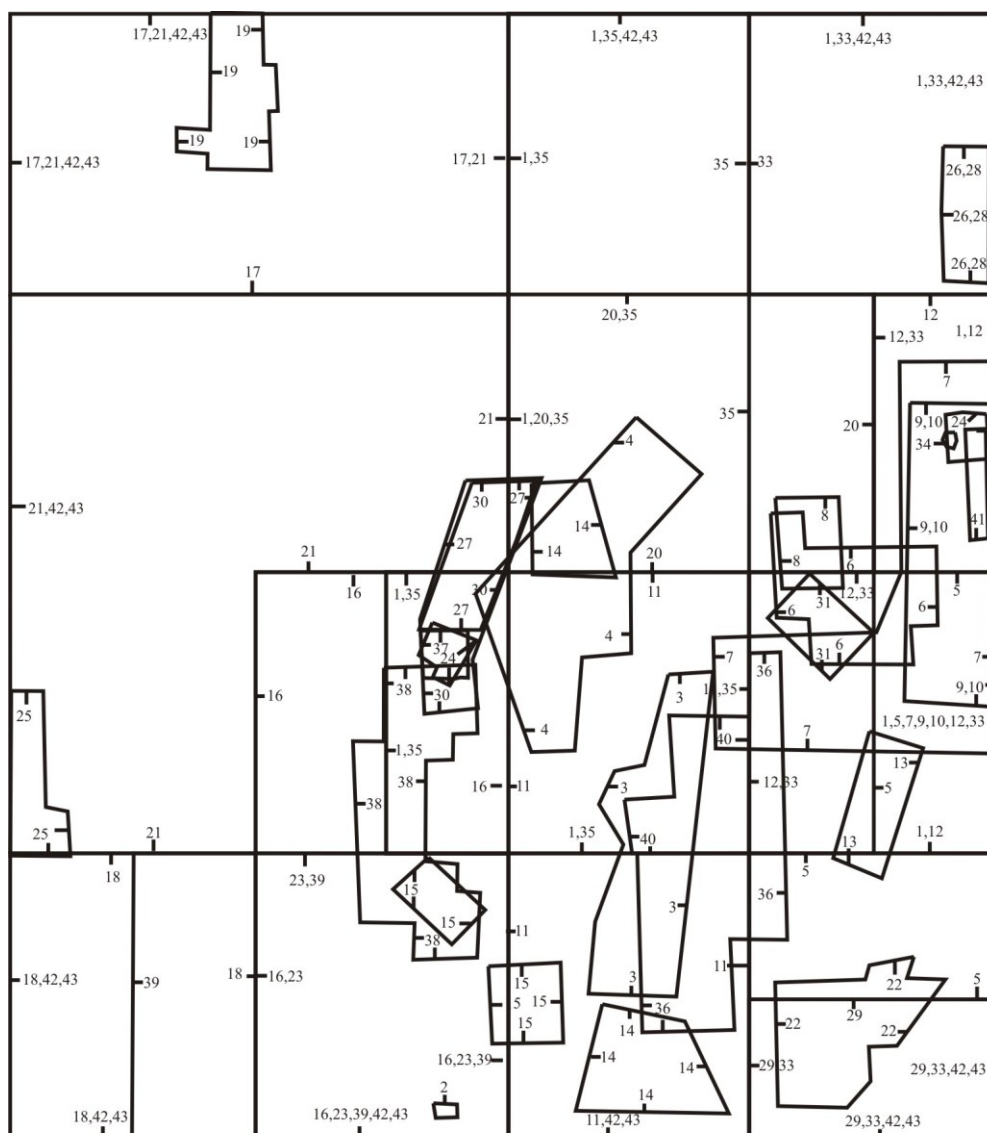


Рис. 4. Схема геохимической изученности листа N-41-XIII.

Условные обозначения: 1 – Ленных И. В., 1952; 2 – Лебедев П. Н., 1955; 3 – Шулькин Е. П., 1960; 4 – Шулькин Е. П., 1961; 5 – Коробейников К. К., 1961; 6 – Жедаев В. Ф., Сысоева Р. Г., 1961; 7 – Мещнер Э. И. и др., 1961; 8 – Гаврилов Н. Ф. и др., 1962; 9 – Мещнер Э. И., 1964; 10 – Мещнер Э. И. и др., 1984; 11 – Иванов В. Ф. и др., 1967; 12 – Шулькин Е. П. и др., 1968; 13 – Ситнов А. Д. и др., 1968; 14 – Таланцев А. С. и др., 1968; 15 – Котов В. Ф. и др., 1969; 16 – Сусликов В. А. и др., 1969; 17 – Турбанов В. Ф. и др., 1970; 18 – Бабкин В. В. и др., 1971; 19 – Левит А. И. и др., 1971; 20 – Костарев В. П. и др., 1972; 21 – Турбанов В. Ф. и др., 1975; 22 – Левит А. И. и др., 1977; 23 – Шагина Р. Н., 1977; 24 – Шорохов Г. П., 1978; 25 – Мещнер Э. И., 1979; 26 – Юриш В. В. и др., 1980; 27 – Иванищев А. В. и др., 1981; 28 – Юриш В. В. и др., 1982; 29 – Егоров А. И. и др., 1983; 30 – Мещнер Э. И. и др., 1984; 31 – Соков Е. В., Мещнер Э. И. и др., 1984; 32 – Иванищев А. В. и др., 1985; 33 – Шулькин Е. П. и др., 1986; 34 – Мещнер Э. И., 1988; 35 – Муркин В. П. и др., 1989; 36 – Баженов Л. Г., 1990; 37 – Федосеев В. В. и др., 1991; 38 – Баженов Л. Г., 1992; 39 – Юшков Ю. Н., 1995; 40 – Федосеев В. В. и др., 1995; 41 – Федосеев В. В. и др., 1998; 42 – Попова Т. А. и др., 1999; 43 – Попова Т. А., 2002; 44 – Моисеев А. В. и др., 2002.

Первые площадные геохимические работы в виде металлометрических съемок на отдельных участках начали проводиться в ходе поисковых работ Э. И. Мещнером в начале 1960-х гг.

Более масштабные сведения о геохимии района появились в конце 1960-х–1970-е гг., когда началось планомерное изучение и доизучение территории в результате геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000. При этих работах литохимическому опробованию подвергались,

обычно, все коренные выходы, горные выработки и керн скважин. Но, поскольку, обнаженность территории довольно неравномерная, то густота сети опробования была непостоянная. На локальных участках с поисковыми целями ставились металлометрические съемки более детальных масштабов (1 : 25 000; 1 : 10 000).

Основными задачами геологосъемочных работ в геохимическом отношении являлось: 1) установление геохимической и металлогенической специализации пород; 2) выявление геохимических аномалий. В отчете Шагиной Р. Н. и др. дана хорошая представительная геохимическая характеристика различных разновидностей Степнинского массива.

При большинстве поисковых и поисково-разведочных работ конца 1970-х, 1980–1990-х гг. на различные рудные полезные ископаемые имели место литохимические поиски по первичным и (или) вторичным ореолам рассеяния; глубинная литохимическая съемка в скважинах. Эти работы имеют, в целом, высокое качество. Они отличаются более высоким уровнем аналитических исследований (широким набором анализируемых элементов, более высокой чувствительностью спектрального анализа, проведением внутреннего и внешнего контроля); глубиной исследований (глубинные литохимические съемки по корам выветривания и коренным породам; исследования по скважинам на глубину до нескольких сотен метров); опробованием по кондиционной сети соответственно масштабу работ; проведением обработки первичных данных на высоком уровне с соответствующими рекомендационными выводами. Но эти работы проводились, обычно, на небольших рудопроявлениях и месторождениях либо поисковых участках.

Самая всеобъемлющая и качественная информация по геохимии получена при ГДП-50, проводившихся в 1980-е годы. Кондиционная сеть опробования; значительный объем горных и буровых работ, позволяющий получить значительную информацию по коренным породам и корам выветривания; хорошее качество аналитических исследований – все это позволило провести качественную обработку первичной информации и получить представительную геохимическую характеристику различных геологических образований; кроме того, эти работы были весьма продуктивны и в решении прогнозно-поисковых задач.

Специализированные обобщающие работы по геохимии [172], проводившиеся в юго-западной части планшета N-41-XIII, остались незавершенными из-за недостатка финансирования. Имеющиеся результаты квантометрического анализа проб, отобранных в результате этих работ из почв (первичные данные), совершенно не обработаны.

В ходе систематизационных работах по геохимии [126], затронувших восточную половину Пластовской площади, были классифицированы литохимические аномалии; выделены перспективные участки – в этих работах использовалась производная информация предшественников. В задачи данных работ не входило установление геохимической специализации геологических образований.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В гидрогеологическом отношении площадь листа N-41-XIII изучена неравномерно. Изыскательские работы хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения населенных пунктов и промышленных объектов начали проводиться с 1930-х годов прошлого столетия. Первая гидрогеологическая карта Челябинской области в масштабе 1 : 1 000 000 была составлена В. И. Антипиным в 1940 году. На ней впервые были отражены гидрогеологические условия региона и намечены благоприятные для поисков подземных вод зоны. В последующие 1940–1950-е годы гидрогеологические исследования проводились попутно с геологосъемочными и геолого-поисковыми работами, которые заключались в фиксировании различных водопроявлений, замерах уровней воды в скважинах и колодцах, в отборе проб воды на химические анализы. В пояснительных записках к геологическим картам авторами освещались гидрогеологические вопросы изученной площади и комплексов пород.

В начале 1940-х годов изучением гидрогеологических условий Кочкарского золоторудного месторождения и возможностями использования шахтных вод для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения г. Пласт занимались Н. Р. Лисицин и В. А. Буценина (рис. 5).

В 1949–1950 годы изыскательской партией «Гидрозолото» проводились работы под проектное задание хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Пласт. В 1950 году А. Р. Гангнус и Е. С. Суходольский (сх. № 10) составили по этим работам отчет, в котором освещено геологическое строение и гидрогеологические условия месторождений, инженерно-геологическая характеристика участков водохранилищ на реках Санарка, Кабанка, а также площадок трасс водоводов и насосных станций. Описаны подземные воды кор выветривания гранитоидов, уль-

траосновных пород, известняков и аллювиальных отложений. В результате разведочных работ были выявлены и утверждены запасы подземных вод в количестве 1,7 тыс. м³/сут в водоносном горизонте серпентинитов и 1,4 тыс. м³/сут в известняках.

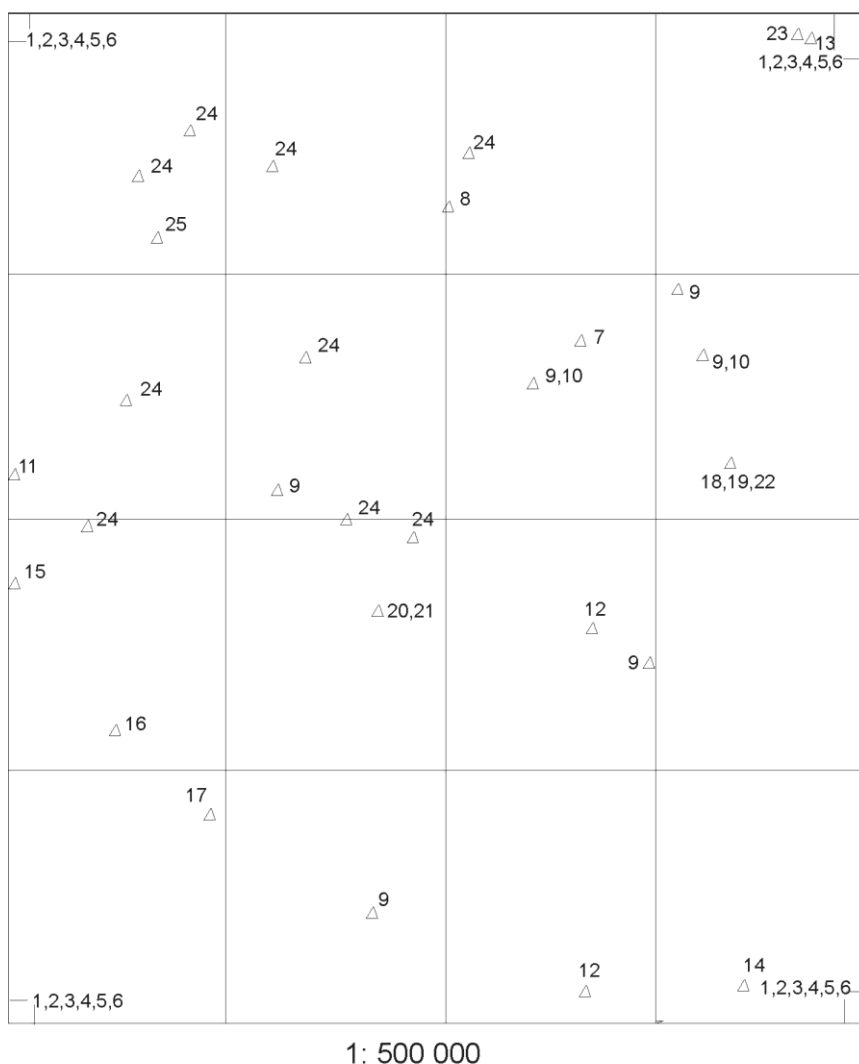


Рис. 5. Схема гидрогеологической изученности.

Условные обозначения к схеме гидрогеологической изученности:

Гидрогеологические съемки масштаба 1 : 200 000, 1 : 500 000 и работы обзорного характера: 1. Волкова Е. А., Сигов А. П., 1959, Геолого-гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000; 2. Брок В. Т., Бунин М. В., 1961, Гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000; 3. Рябинин Р. Г., Тараскин Б. И., 1964, Гидрохимическая карта масштаба 1 : 500 000; 4. Токарев Н. С., 1975, Схема гидрогеологического районирования; 5. Наумкина А. И., Дольников В. Е., 1962, Карты гидрогеологического районирования и прогнозных эксплуатационных запасов масштаба 1 : 500 000; 6. Воронов С. Г., Кислицина Т. А., 1971, Гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000.

Работы по водоснабжению на отдельных участках: 7. Бороздин Б. С., 1954; 8. Ветер Н. П., 1957; 9. Воронова Е. Н., 1977, 1979, 1986; 10. Гангнус А. Р. и др., 1950; 11. Голубович Т. А., 1986; 12. Назаренко И. И., 1957; 13. Остапенко Ю. В., 1956; 14. Стельмах Т. С., 1955; 15. Стельмах Т. С., 1957; 16. Стельмах Т. С., 1957; 17. Стельмах Т. С., 1958.

Изучение гидрогеологических условий месторождений: 18. Лисицин Н. Р., 1941; 19. Буценина В. А., 1943; 20. Кислицина Т. А., 1992; 21. Ланецкий А. П., 1966, 1968, 1970; 22. Овсянников Ю. В., 1967; 23. Сотников П. М., 1968; 24. Щеглова Л. А., 1986; 25. Сарапулова Н. А., 2010.

В 1954 году Ключевской ГРП (Б. С. Бороздин, № 7) в пос. Демарино для водоснабжения было пробурено две эксплуатационные скважины, вскрывшие подземные воды зоны трещиноватости гранитоидов, однако дебит скважин не превышал 0,5 л/с и дальнейшие работы были прекращены.

В 1953–1959-х годах территория листа N-41-A, куда входила и данная площадь, была покрыта комплексной геолого-гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 500 000 (Е. А. Волкова, А. П. Сигов).

Основное внимание в этой работе было уделено гидрогеологической стратификации и изучению водоносности покровных мезозойских и кайнозойских отложений, которые сопровождались бурением, откачками в скважинах и колодцах, опробованием водоносных горизонтов.

В 1957 году Н. С. Токарев, по результатам проведенных региональных исследований, опубликовал схему гидрогеологического районирования, охватывающую и данную площадь, где выделяет: области развития сильно дислоцированных кристаллических, метаморфических и эффузивных пород палеозоя и области развития осадочных пород мезозоя и кайнозоя.

В эти же годы гидропартией № 12 Уральской гидроэкспедицией было проведено бурение поисково-разведочных и эксплуатационных скважин для хозяйственно-питьевого водоснабжения сельских населенных пунктов – Аминово, Брюхово, Бирюково, Степное, Борисовка, Коелга и др. (№ 8, 12, 13, 14–17). Водоносные скважины были переданы пользователям в эксплуатацию.

В 1961 году В. Т. Брок и М. В. Бунин провели гидрогеологическую съемку масштаба 1 : 500 000 площади листа N-41-A, систематизировав в процессе работ весь фактический материал, полученный к тому времени предшествующими исследователями, выделили и охарактеризовали площадные водоносные горизонты и комплексы по литологическому принципу. На фоне общей слабой водоносности пород региона авторами выделены локальные линейные зоны (Котликская, Кочкарская) с обильными подземными водами.

В 1962 году А. И. Наумкина и В. Е. Дольников провели систематизацию всего фактического материала по гидрогеологическим исследованиям Челябинской области с составлением в масштабе 1 : 500 000 карт: гидрогеологического районирования и прогнозных эксплуатационных запасов, картограммы гидрогеологической изученности и объяснительной записки к ним. В дальнейшем указанные материалы постоянно пополнялись вновь проводимыми гидрогеологическими исследованиями.

В 1964 году Р. Г. Рябининым и Б. Н. Тараскиным была составлена гидрохимическая карта масштаба 1 : 500 000 Челябинской области, на которой подземные воды классифицируются по величине минерализации, ионному составу и величине жесткости.

В 1967–1968-х годах изучением гидрогеологических условий эксплуатируемого Кочкарского месторождения занимался Ю. В. Овсянников (№ 22), а Коелгинского мраморного месторождения – П. М. Сотников (№ 23).

В 1966–1970 годы изучение гидрогеологических условий Светлинского месторождения пьезокварца проведено А. П. Ланецким (№ 21).

В 1971 году на площади листа N-41-XIII С. Г. Вороновым и Т. А. Кислицыной была проведена гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 с составлением Государственной гидрогеологической и инженерно-геологической карт. В процессе работ изучены условия формирования и закономерности распространения подземных вод, выделены и описаны водоносные горизонты и комплексы, дана оценка ресурсов и эксплуатационных запасов. Установлено в регионе преобладание трещинных и трещинно-карстовых подземных вод. Водообильность пород в целом оценена как невысокая, на фоне которой выделены локальные площади карбонатных пород и линейные локальные зоны повышенной трещиноватости, которые имеют существенное значение в вопросах водообеспечения региона.

В 1975–1979-х годах возобновлены интенсивные гидрогеологические исследования для водоснабжения г. Пласт. В первый этап поисково-разведочные работы на участках Михайловском, Котликском, Чуксинском, Демаринском, Кумлякском и Андрее-Юльевском проведены Е. Н. Вороновой (№ 19). В последующие годы (1977–1979 гг.) на перспективных участках (Михайловском, Кочкарском, Андрее-Юльевском) тем же исполнителем проведена предварительная разведка массивов карбонатных пород, имеющих повышенную водообильность, с пересчетом эксплуатационных запасов подземных вод, значительно увеличенных, что позволяет полностью удовлетворить растущие потребности г. Пласт.

В 1984–1986-х годах Е. Н. Вороновой, И. И. Гордеевым и В. К. Мишуниным проведены обширные поисковые работы для оценки перспектив водоснабжения сельскохозяйственных потребителей в Троицком районе Челябинской области. В процессе работ оценены перспективы водоснабжения 16 совхозов и колхозов, птицефабрики и зверохозяйства, передано в эксплуатацию 19 скважин с общим дебитом 5 366 м³/сут.

В эти же годы поисковые работы по оценке перспектив водоснабжения за счет подземных вод сельскохозяйственных объектов в Уйском районе проведены С. А. Голубович, а для водоснабжения райцентра Уйское – Л. А. Щегловой. В районе выполнены гидрогеологические исследования на 8 объектах, на которых пробурено 13 скважин с дебитом, удовлетворяющим потребность в водоснабжении. Для райцентра Уйское пробурено 10 скважин, разведан источник хозяйственно-питьевого водоснабжения с эксплуатационными запасами по категориям В и

C_1 в количестве около 3,0 тыс. м³/сут, что полностью удовлетворяет растущие потребности поселка.

Поисковые, поисково-разведочные и более детальные работы для водоснабжения отдельных населенных пунктов (городов, поселков, сельхозпредприятий, совхозов, колхозов, ферм) проводились довольно интенсивно в последние десятилетия (кроме вышеуказанных), трестом Челябинводстрой, Гидрогеологической Челябинской и Свердловской экспедициями, геологоразведочными партиями и спецпредприятиями. В результате практически во всех населенных пунктах региона пробурены сотни поисковых и разведочно-эксплуатационных скважин, частично используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, оставленных в резерве, либо уничтоженных ввиду маловодности.

В 1991–1992-х годах изыскание источника хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Светлый и площадки карьера вновь открытого Светлинского золоторудного месторождения провела Т. А. Кислицина (Кочкарская ГРП). В результате проведенных работ разведано на двух участках (южном и северном) Светлинское месторождение подземных вод, приуроченное к небольшому массиву карбонатных пород с суммарными эксплуатационными запасами 1 850 м³/сут, пригодными для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и участок дренажных вод (центральный) будущего карьера в количестве 260 м³/сут, планируемых использовать на технические нужды. Запасы приняты НТС Челябинской экспедицией, но по непонятным причинам не включены в балансовые запасы Челябинской области.

В 2008 году южнее с. Никольское Уйского района, на левом притоке р. Бурля, Сарапуловой Н. А. проведены гидрогеологические исследования с каптированием родника Власов ключ, дающего начало одноименному ручью. По источнику проведен подсчет эксплуатационных запасов, которые приняты ТКЗ по Челябинской области и учтены как балансовые по категории C_1 в количестве 0,012 тыс. м³/сут по состоянию на 01.01.2010 года. Родник эксплуатируется как качественный источник питьевого водоснабжения ближайших населенных пунктов (КПИ, № 12).

В последние годы на территории Челябинской области проводятся оперативные государственные наблюдения состояния подземных вод на опорных постах природных объектов, работы по государственному учету подземных вод и обследованию водозаборных скважин, которые включены в Программу государственного мониторинга подземных вод Челябинской области.

В данном отчете учтены все результаты предыдущих гидрогеологических исследований, включая полевые наблюдения по буровым скважинам, карьерам, колодцам и естественным источникам.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Специализированные экологические исследования в регионе начались в конце XX века.

В 1991–1993-х годах были составлены карты потенциальной радоноопасности пород Челябинской области масштаба 1 : 500 000, с выделением ореолов загрязнения естественными радионуклидами литосферы, почвенного воздуха и гидросферы [82]. Описываемая площадь входит в состав двух эколого-радиохимических зон с максимально высоким радоновым потенциалом: Вишневогорско-Ильменогорской – на западе и Челябинско-Джабыкской – центральная и восточная части листа.

В 1992–1994-х годах проведены исследования по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам и остроте экологической ситуации в Челябинской области [94]. Составлены комплекты карт состояния природной среды (неизмененные и нарушенные ландшафты, антропогенное воздействие), водной среды (подземные и поверхностные воды) и естественных элементов литосферы (техногенных источников загрязнения и деградации природной среды) масштаба 1 : 500 000. Опубликована «Карта экологического состояния территориальных комплексов Челябинской области» в масштабе 1 : 600 000 [31].

С 1998 года ОАО «Челябинскгеосъемка» проводит мониторинг опасных экзогенных и эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды Челябинской области [9, 152, 160, 164]. По программе «Государственного мониторинга подземных вод на территории Челябинской области» осуществляется контроль охраны подземных вод от истощения и загрязнения [68, 159].

В 1998–1999-х годах проведен анализ геохимической информации листа N-41, в масштабе 1 : 200 000 составлены карты геохимических полей и аномалий, в том числе и для Пластовской площади [127].

В ходе незавершенных работ по ГДП листа N-41-ХІІІ в 1999–2002-х годах [113] был отобран большой фактический материал, позволивший существенно дополнить геохимическую характеристику пород.

Экологические работы проводят Гидрометцентр, Бассейновая инспекция, Областная и городские СЭС, заказники и другие научные организации. С 1999 года информация о состоянии окружающей среды систематизируется Челябинским областным комитетом по экологии и природопользованию и публикуется в ежегодных «Комплексных докладах о состоянии окружающей природной среды Челябинской области» [11].

СТРАТИГРАФИЯ

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Площадь листа N-41-XIII почти полностью находится в пределах Восточно-Уральской мегазоны и частично, в пределах Магнитогорской мегазоны.

На площади широко развиты палеоконтинентальные и палеоостроводужные СВК разного возраста в пределах 6 структурно-формационных зон.

Допозднекембрийские образования широко распространены в Пластовско-Суундукской структурно-формационной зоне, занимающей восточную половину территории листа, а также, в незначительной степени, в Сысертско-Ильменогорской структурно-формационной зоне в крайней северо-западной части территории.

Позднекембрийско–каменноугольные СВК развиты в пределах 3 структурно-формационных зон: Восточно-Магнитогорской, Верхотурско-Новооренбургской и Алапаевско-Адамовской. Восточно-Магнитогорская СФЗ на площади листа представлена Уйско-Домбаровской подзоной, которая охватывает незначительную юго-западную часть территории. Верхотурско-Новооренбургская СФЗ представлена на площади Сысертско-Амурской и Медведевско-Сухтелинской подзонами, причем первая прослежена лишь у западной рамки листа с незначительным объемом СВК, тогда как вторая занимает всю западную часть изучаемой площади. Алапаевско-Адамовской СФЗ представлена Челябинско-Суундукской и Копейско-Ушкотинской подзонами, занимающими восточную половину территории листа N-41-XIII.

Границы СФЗ фиксируются крупными тектоническими нарушениями, которые подчеркивают симметричное строение центральной части площади («Главный уральский гранитный пояс»). Структурно-формационные зоны и их границы однозначно отражаются в физических полях – силы тяжести и магнитном, а к югу, на территории листа N-41-XIX, различия структурного и вещественного наполнения зон проявляется на Троицком сейсмическом профиле ГСЗ [147].

Территория листа N-41-XIII имеет сложное геологическое строение, которое обусловлено его положением на современном срезе в зоне сочленения крупных мегаструктур – Магнитогорской и Восточно-Уральской. В пределах площади работ прослеживается ряд структурно-формационных зон, в которых развиты метаморфические, осадочные и вулканогенные образования, сформированные в разных геодинамических обстановках. Их возрастной диапазон – от среднего рифея до квартера включительно.

В пределах площади работ наиболее древними образованиями являются допалеозойские метаморфиты, развитые в Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской СФЗ и представленные объединенными верхнесаитовской и игишской свитами, еремкинской и самарской толщами. Палеозойские образования ордовика–карбона откартированы в 3 структурно-формационных зонах – Восточно-Магнитогорской (Уйско-Домбаровская подзона), Верхотурско-Новооренбургской (Сысертско-Амурская и Медведевско-Сухтелинская подзоны) и Алапаевско-Адамовской (Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны), причем в Челябинско-Суундукской подзоне палеозойский разрез представлен лишь нижним карбоном. Континентальные и морские отложения меловой, палеогеновой и неогеновой систем имеют фрагментарное распространение в депрессиях на всей территории листа N-41-XIII.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Образованиями верхнего протерозоя, как отмечалось выше, развиты в Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской СФЗ и представленные объединенными верхнесаитовской и игишской свитами, еремкинской и самарской толщами.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Верхнесаитовская и игишская свиты объединенные (RF₂vs+ig) развиты в пределах Сысертско-Ильменогорской зоны в крайней северо-западной части исследуемой территории, на западной границе листа N-41-XIII. Выделены с долей условности при сбивке с соседним листом N-40-XVIII [74]. Объединенные свиты сложены кристаллосланцами плагиоклаз-амфиболовыми, гранат-биотит-амфибол-плагиоклазовыми, амфибол-биотит-плагиоклаз-кварцевыми, сланцами графит-слюдяно-кварцевыми, кварцитами слюдистыми и графитистыми, нередко фосфоритсодержащими. Образования объединенных таксонов в пределах Пластовской площади не обнажены. Контакты с нижележащими образованиями неизвестны, а с вышележащими сланцами булатовской толщи – тектонические. Образования объединенных таксонов интенсивно тектонизированы, смяты в складки (часто – изоклиналильные) [74]. В общем случае, падение сланцеватости восточное крутое при субмеридиональном северо-восточном простирании.

По данным предшественников [74] нижняя часть разреза объединенных свит сложена кристаллосланцами с редкими прослоями кварцитов. В верхней части развиты преимущественно черные углеродистые сланцы с прослоями слюдистых и графитистых кварцитов.

Общая мощность верхнесаитовской и игишской свит более 1 000 м.

По данным предшественников [74, 124, 129] гранат-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы имеют мелкозернистую структуру, хорошо развитую тонкоплитчатую отдельность. В их составе присутствуют биотит в количестве 10–20 %, амфибол – 15–20 %, гранат – от 1 до 5 %, плагиоклаз – 40–50 % и кварц – 20–30 %. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу № 20–24. Вместе с кварцем они образуют мозаичный гранобластовый агрегат. Окраска биотита чаще зеленая или буровато-зеленая. Гранат образует порфиробласты, обычно ситовидные. К числу аксессуарных минералов относятся: рутил, ильменит, сфен, апатит, циркон, турмалин, ортит, магнетит. Плагиоклаз-амфиболовые кристаллосланцы имеют мелкозернистые структуры, часто с плитчатой отдельностью и хорошо выраженной гнейсовидностью, иногда полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением плагиоклаза. Амфибол образует удлиненно-призматические кристаллы, ориентированные в одном направлении или в виде штрихов, хорошо видимых в плоскостях гнейсовидности, а в торцевых срезах порода выглядит однородной. В гранатсодержащих разностях гранат образует мелкие порфиробласты, рельефно выступающие на выветрелой поверхности. В шлифах порода имеет немагнотитовую структуру. Кроме плагиоклаза (20–60 %) и амфибола (30–70 %) присутствуют кварц (2–3 %), гранат (0–5 %), биотит (0–5 %), магнетит (1–2 %), а из вторичных минералов эпидот, хлорит, карбонат, прожилки кварца. Состав плагиоклаза колеблется от № 26 до № 70, часто он зональный. В разностях, подвергнутых гранитизации и, имеющих полосчатое строение, нередко присутствуют бесцветный куммингтонит. Графитистые кварциты содержат в небольшом количестве светло-коричневый и оранжевый биотит, серицит, гранат, который имеет черный цвет от углистых включений. В некоторых разновидностях, обогащенных еще до проявления метаморфизма глинистым или гидрослюдисто-глинистым материалом, встречаются кроме граната порфиробласты ставролита, мусковита. Характерной особенностью кварцитов является присутствие включений линзовидной и обломковидной формы черных тонкозернистых фосфоритов.

В физических полях [129] объединенные подразделения характеризуется пониженным спокойным гравитационным полем с локальными аномалиями силы тяжести интенсивностью 1–2 мГал, и отрицательным магнитным полем (200 нТл). Полевощпат-амфиболовые кристаллосланцы имеют плотность 2,87–2,88 г/см³, магнитную восприимчивость 49·10⁻⁵ ед. СИ, амфибол-биотитовые – 2,85 г/см³ и 44·10⁻⁵ ед. СИ, гранат-амфибол-биотитовые – 2,87 г/см³ и (1–5)·10⁻⁵ ед. СИ, гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы – 2,67–2,76 г/см³ и (20–35)·10⁻⁵ ед. СИ, графитистые кварциты – 2,64 г/см³ и 35·10⁻⁵ ед. СИ.

По петрохимии [129] гранат-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы выделяются повышенным содержанием суммарного железа и фосфора. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, близки к таковым куртинской, уреньгинской и таганайской свит, отличаюсь от последних европиевым максимумом [129]. Плагиоклаз-амфиболовые кристаллосланцы характеризуются высокими содержаниями оксидов титана, повышенными – суммарного железа и фосфора. Распределение РЗЭ в них, близко распределению редкоземельных элементов в хондрите. Кварциты по химсоставу близки кварцитам ильменогорского комплекса [129].

Образования свит изменены на уровне амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Возраст объединенных свит в соответствии с Легендой Южно-Уральской серии, принят как среднерифейский.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Образования венда развиты исключительно в Пластовско-Суундукской СФЗ и представлены еремкинской и самарской толщами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Еремкинская толща (V_{er}) широко распространена в пределах Пластовско-Суундукской зоны, в восточной половине площади доизучения в обрамлении Варламовского, Еремкинского, Борисовского, Пластовского и Санарского гранитоидных массивов и встречается в виде мигматизированных реликтов внутри последних. Выделена при проведении ГДП-50 [116], ее опорный разрез расположен в урочище Еремкино (лист N-41-ХІІІ). В составе толщи плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, амфиболиты, кристаллосланцы слюдисто-плагиоклаз-кварцевые (часто с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом); прослой слюдистых, кианитовых и графитистых кварцитов, в верхней части – кристаллосланцев кварц-биотит-плагиоклаз-амфиболовых.

Еремкинская толща практически не обнажена, но вскрыта многочисленными скважинами предшественников. Контакты с нижележащими образованиями неизвестны, а с вышележащими кварцитами и кварцитопесчаниками самарской толщи – тектонические.

По данным предшественников [116] толща имеет трехчленное строение. Нижняя часть ее разреза сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и мигматизированными их разностями. Среднюю часть разреза толщи слагают двуслюдяные, слюдяно-плагиоклаз-кварцевые (часто с гранатом, ставролитом, силлиманитом) кристаллосланцы с редкими прослоями плагиоклаз-кварц-биотит-амфиболовых кристаллосланцев, кианитовых и графитистых кварцитов. В верхней части толща сложена преимущественно кварц-биотит-плагиоклаз-амфиболовыми кристаллосланцами, амфиболовыми плагиогнейсами и амфиболитами с прослоями слюдистых и графитистых кварцитов. Границы между этими «пачками» в значительной мере условны и их разделение на картах, составленных при ГДП-50, не проводилось.

В обрамлении гранитоидных массивов узкие блоки еремкинской толщи обнаруживают сравнительно пологие углы залегания – от субгоризонтального в Еремкинском куполе до 30–35°, которые становятся более крутыми в зонах разрывных нарушений.

Наиболее представительным является разрез нижней части толщи по профилю скважин и шурфов в урочище Еремкино в 15 км западнее г. Пласт [130] с запада на восток (снизу вверх):

– мусковит-биотитовые двуполевошпатовые (с преобладанием плагиоклаза) плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов, с пластообразными инъекциями гнейсогранитов.....	320 м
– биотитовые плагиогнейсы, местами с силлиманитом	450 м
– ставролит-биотит-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы с прослоями биотитовых и силлиманит-биотитовых плагиогнейсов	350 м
– биотитовые плагиогнейсы.....	250 м
– мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовые и биотит-кварц-плагиоклазовые кристаллосланцы окварцованные с прожилками кварца.....	100 м

Таким образом, общая мощность представленного разреза составляет 1 470 м.

Общая мощность еремкинской толщи более 2 200 м.

Биотитовые плагиогнейсы имеют [130] обычно серую, розовато-серую окраску, мелкозернистую структуру, хорошо развитую тонкоплитчатую отдельность. Иногда устанавливается реликтовая слоистость, выраженная как составом, так и зернистостью, характерной для осадочных ритмически построенных образований. В составе гнейсов присутствуют биотит в количестве 10–20 %, плагиоклаз – 40–50 % и кварц – 20–30 %. Ставролит встречается редко, содержание его 1–3 %. Состав плагиоклаза в большинстве случаев отвечает олигоклазу № 20–24. Вместе с кварцем они образуют мозаичный гранобластовый агрегат. Биотит, иногда совместно с мусковитом, имеет полосчатое распределение. Окраска биотита чаще зеленая или буровато-зеленая. Гранат образует порфиробласты, обычно ситовидные. К числу аксессуарных минералов относятся: рутил, ильменит, сфен, апатит, циркон, турмалин, ортит, магнетит. Иногда в плагиогнейсах наблюдаются реликтовые бластосаммитовые структуры.

Слюдистые кристаллосланцы обладают лепидогранобластовыми структурами и полосчатыми текстурами. Основными минералами являются плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, иногда – гранат, ставролит, силлиманит, кианит, микроклин, рудные минералы, графит. Состав плагиоклаза варьирует от олигоклаза до андезин-лабрадора (№ 21–48). Наряду с зелено-бурым биотитом присутствует поздняя красно-коричневая слюда. Содержание мусковита в сланцах

может достигать 20–30 % и чаще всего связано с наложенными процессами. Микроклинизация проявляется как в развитии мелкозернистых агрегатов в основной массе, так и порфириобластов, которые могут достигать 1 см и до 20–25 % объема породы.

Амфиболсодержащие породы имеют гранонематобластовые структуры и нередко – полосчатые текстуры, содержание амфибола в них колеблется от 15–30 до 100 %. В составе пород присутствуют андезин № 30–35, биотит, кварц, микроклин, скаполит, карбонат, встречаются амфиболовые сланцы с кумингтонитом. Редко встречается ярко-оранжевый и красно-коричневый амфибол, по химическому составу отвечающий калиевому рихтериту [130]. Пироксенсодержащие сланцы структурно подобны амфиболовым, содержат пироксен диопсидового ряда.

Графитистые кварциты на 90–95 % сложены кварцем, среднее содержание графита – 0,5–3 %, редко – до 10 %. Кварциты содержат также кианит, биотит, мусковит, гранат, полевые шпаты, рудные минералы.

Взаимоотношения рудных минералов [130] в биотитовых и амфиболсодержащих сланцах идентичны и представлены последовательностью: пирит-1 с включениями пирротина-1, окруженного каймой магнетита и марказита (процесс дисульфидизации пирротина) – халькопирит – пирротин-2 с включениями пентландита, изредка с пластинками кубанита – пирит-2, обростаёт марказит. Сфен – обычный минерал сланцев, содержит включения ильменита, аксессуарный ильменит (вашингтонит) обростаёт каймами рутила или лейкоксена. Ильменит выделяется вместе с пирротин-2 или после него, но раньше пирита-2. Этот эволюционный ряд рудных минералов явно связан с многоэтапным метаморфизмом сланцевой толщи.

Слюдистые кристаллосланцы обладают [130] наиболее низкой плотностью $2,66 \text{ г/см}^3$, как и графитистые кварциты – $2,58 \text{ г/см}^3$. Наибольшую плотность имеют амфиболсодержащие кристаллосланцы и плагиогнейсы – $2,95 \text{ г/см}^3$. В зависимости от содержаний магнетита и пирротина магнитная восприимчивость пород толщи варьирует в широких пределах – от 0 до $6 \cdot 10^5$ ед. СИ. Такой диапазон изменения физических свойств определяет и разнообразие полей, отвечающих еремкинской толще. На фоне отрицательного поля силы тяжести, характеризующего гранитоиды, еремкинской толще отвечает сравнительно повышенное (на $-4-4,5 \text{ мГал}$) поле. Магнитное поле над толщей пониженное, а контакты толщи с гранитными массивами характеризуются вытянутыми локальными аномалиями интенсивностью $-200-500 \text{ нТл}$, возможно, связанными с зонами дробления в основании толщи. На картах физических полей по смене интенсивности и характеру рисунка полей хорошо прослеживаются контакты еремкинской толщи с гранитными массивами.

Биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы и слюдистые кристаллосланцы еремкинской толщи имеют близкие содержания кремнезема, щелочей, оксидов железа, титана и магния. Амфиболиты и биотит-амфиболовые плагиогнейсы отличаются от кристаллосланцев повышенными содержаниями оксида фосфора. Амфиболиты по содержаниям вышеупомянутых оксидов близки базальтам континентальных рифтов [130]. Кварциты отличаются от аналогичных пород самарской толщи несколько повышенными содержаниями щелочей, оксидов железа, титана и фосфора. По распределению РЗЭ относительно хондрита образования толщи схожи с кварцитами самарской толщи при более высоких содержаниях РЗЭ [130]. Уровень этих содержаний сопоставим с таковыми платобазальтов.

Использование диагностических диаграмм А. А. Предовского [113] позволяет говорить, что сланцы еремкинской толщи являются парапородами, дифференцированными от полимиктовых и граувакковых осадков до гидрослюдистых глин и пелитов. Наиболее плотный ряд точек (более половины объема), соответствующий биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам, располагается в поле граувакк. Группа граувакк и гидрослюдистых глин составляет вторую плотную совокупность точек (до 30 % объема) и отвечает кристаллосланцам с силлиманитом, кианитом, гранатом, ставролитом и мусковитом. Кроме того, на первично-осадочное происхождение плагиогнейсов и кристаллосланцев указывает тонкое переслаивание их разновидностей, проявления ритмичности, согласное залегание слоев и пачек этих пород. По совокупности данных амфиболиты толщи сопоставимы с платобазальтами и базальтами континентальных рифтов.

Образования еремкинской толщи изменены на уровне амфиболитовой фации регионального метаморфизма (частично – эпидот-амфиболитовой), о чем свидетельствует их минеральный состав. В результате диафтореза в отдельных участках образованы минеральные парагенезисы, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Образования толщи являются благоприятной средой для локализации золото-сульфидного и кианитового оруденения.

Возраст еремкинской толщи определялся различными методами и разными исследователями [113, 116, 130 и др.]. Датировки, полученные при ГДП-50 по цирконам Pb-Pb методом [116],

колеблются в пределах 523 ± 23 – $1\ 350$ млн лет (12 определений). Возраст «захваченных» цирконов (U-Pb метод, SHRIMP-II) в гранитоидах пластовского комплекса (обн. 627), вмещающими образованиями которого являются кристаллосланцы и плагиогнейсы еремкинской толщи, составляет $558,4 \pm 7,8$ млн лет [130]. Учитывая первично осадочный генезис образований толщи, нами принимаются наиболее молодые возрастные датировки цирконов. Кроме того, метаморфиты комплекса инъецированы гранитоидами среднекембрийского еремкинского комплекса [130]. Таким образом, наиболее правдоподобным следует считать возраст формирования еремкинской толщи ранневендским.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Самарская толща (V_2sm) незначительно распространена в пределах Пластовско-Суундукской зоны, в северной части площади работ в виде узких тектонических пластин. Выделена при проведении ГДП-50 [87]. Опорный разрез толщи вскрыт скважинами вблизи одноименного поселка (лист N-41-VII). В пределах площади изучения толща сложена филлитами и филлитовидными сланцами, метапесчаниками, кварцитопесчаниками и кварцитами. Кварцитопесчаники и кварциты хорошо обнажены и прослеживаются на склонах холмов в северном направлении от р. Увелька. Контакты с нижележащими образованиями тектонические, а с вышележащими на территории листа – неизвестны. Разрез толщи детально изучен севернее, на площади листа N-41-VII по скважинам [87].

Мощность самарской толщи оценивается более 1 500 м.

Филлиты и филлитовидные сланцы состоят из хлорита и серицита (25–50 %) и тонкого глинисто-полевошпатового материала (25–65 %). Тонкая полосчатость пород обусловлена линзовидными слоями гематита и хлорита мощностью от долей миллиметра до 1–2 мм. Акцессорные минералы – турмалин, ставролит, циркон, сфен, апатит; рудные – лейкоксен и магнетит. Метапесчаники имеют массивные и сланцеватые текстуры и мелко-тонкозернистые структуры. Зерна, представленные кварцем (25–35 %), плагиоклазом (30–45 %) и кремнистыми породами, плохо окатаны и плохо сортированы. В небольшом количестве присутствуют эпидот, карбонат и серицит. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом и турмалином; рудные – лейкоксеном, магнетитом и пиритом. Цемент метапесчаников регенерационный, иногда глинисто-кремнистый базально-порового типа. Объем цементирующей массы 10–40 %. Кварциты и кварцитопесчаники кварцевого состава тонко-мелкозернистые, часто с плитчатой отдельностью. В их составе присутствуют ксеногенные окатанные зерна магнетита и рутила, а также шаровидные и яйцевидные зерна цветных цирконов.

Кварцитопесчаники и кварциты толщи, преобладающие в пределах площади изучения, характеризуются пониженной плотностью ($\sigma_{cp} = 2,46$ г/см³), и поэтому площади их развития отмечаются понижением поля силы тяжести. Как правило, они не магнитны и выделяются локальными отрицательными магнитными аномалиями. Характерной особенностью метаосадочных пород является их высокая радиоактивность – 14–17 мкР/ч.

Кварцитопесчаники и кварциты характеризуются высокими содержаниями кремнезема (в отличие от таковых еремкинской толщи) и низкими – остальных оксидов (калия, натрия, титана, железа и фосфора). По распределению РЗЭ относительно хондрита они схожи с таковыми еремкинской толщи при значительно более низких содержаниях РЗЭ [130].

Образования самарской толщи изменены на уровне амфиболитовой фации регионального метаморфизма, о чем свидетельствует их минеральный состав [124].

Ранее, севернее площади работ (лист N-41-VII) по цирконам уран-свинцовым методом было получено три абсолютных датировки метапесчаников толщи: $2\ 069 \pm 63$ млн лет; 1 485 млн лет и 531 ± 43 млн лет (Кузнецов Н. С., 1995ф). На Кунашакской площади (лист N-41-II) была отобрана проба из долеритов (базальтов) смолинского комплекса, прорывающих образования самарской толщи. По «захваченным» цирконам U-Pb методом (SHRIMP-II) было получено значение возраста протолита $1\ 795 \pm 13$ млн лет. На площади работ из кварцитов (обн. 2502, 2607, 3104) получены U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) датировки – от 540 до 2 660 млн лет. Учитывая первично осадочный генезис образований и анализируя все имеющиеся данные, для возраста толщи принимается возраст самых поздних цирконов, т. е. – поздневендский.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

Палеозойские стратифицированные образования широко развиты по всей территории в пределах площади изучения. Ордовикско–каменноугольные образования развиты в трех структур-

но-формационных зонах – Восточно-Магнитогорской (Уйско-Домбаровская подзона), Верхотурско-Новооренбургской (Сысертско-Амурская и Медведевско-Сухтелинская подзоны), Алапаевско-Адамовской (Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Саргазинская толща (O_{1-2sr}) распространена в юго-восточной части площади в восточном обрамлении Пластовского, Каменно-Санарского и Каменского гранитоидных массивов, а также в обрамлении Чернореченского массива, в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Впервые выделена и наиболее детально изучена в естественных разрезах, обнажениях и скважинах северо-восточнее площади работ – в пределах листа N-41-VIII [87], здесь же, вблизи одноименного поселка расположен опорный разрез толщи. Ее образования представлены лавами, кластолавами, туфами базальтов, андезибазальтов, риолитов, риодацитов, редко лавами андезитов. Повсеместно отмечаются прослои кремнистых туффитов мощностью до 20 см. В пределах листа N-41-XIII эти породы изучались в многочисленных обнажениях. Нижняя граница образований саргазинской толщи не установлена. Северо-восточнее площади изучения вулканические толщи со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на метаморфитах среднего рифея (лист N-41-VIII) [87]. Взаимоотношения с вышележащими девонскими и каменноугольными образованиями – несогласные.

Низы разреза толщи представлены лавами пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов (30–35 % объема толщи). Средняя часть разреза сложена в основном афировыми и порфировыми плагиоклазовыми базальтами (35–40 %). Афировые разности составляют 25 % объема толщи. Риолиты и риодациты развиты в верхней части разреза и их объем не превышает 10–12 %. Туфы (15–20 %) отмечаются по всему разрезу в виде прослоев разной мощности, фиксируя начальные стадии извержений. Наиболее детально разрез толщи описан по скважине 67 (Кузнецов Н. С., 1995), где сверху вниз вскрыты:

- 0,0–79,8 м – туфы базальтов и андезибазальтов;
- 79,8–223,5 м – базальты порфировые плагиоклазовые;
- 223,5–294,9 м – базальты афировые;
- 294,9–318,4 м – туфы базальтов и андезибазальтов с прослоями кремнистых туффитов;
- 318,4–354,5 м – кластолавы базальтов с прослоями базальтовых туфов;
- 354,5–541,6 м – базальты порфировые пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые;
- 541,6–573,1 м – базальты афировые;
- 573,1–602,7 м – туфы базальтов;
- 602,7–685,6 м – базальты порфировые пироксен-плагиоклазовые;
- 685,6–743,3 м – кластолавы порфировых базальтов;
- 743,3–864,9 м – туфы базальтов и андезибазальтов;
- 864,9–903,1 м – базальты афировые;
- 903,1–1 033,4 м – габбро-пироксениты;
- 1 033,4–1 194,6 м – туфы базальтов с прослоями порфировых базальтов и кремнистых туффитов.

Мощность вскрытого разреза – 1 194,6 м, общая мощность саргазинской толщи до 1 500 м.

Афировые и порфировые базальты имеют миндалекаменные, массивные и флюидалные текстуры. В риолитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфировые, текстуры их большей частью массивные. В составе риолитов и риодацитов присутствует кварц в округлых (до 1,5 мм) выделениях. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз и реже андезин) присутствует во всех породах. В порфировых выделениях он таблитчатый размером 0,5–2,5 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – лейстовидный, размером 0,5–0,6 мм. Пироксен, в порфировых выделениях шестоватой и таблитчатой формы (до 8 мм), а в основной массе – игольчатый (0,2–0,4 мм), замещен актинолитом. Повсеместно присутствуют хлорит и эпидот. Акцессорные – рутил, турмалин, гранат, ставролит, биотит, сфен, циркон; рудные – магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен.

По плотности породы толщи образуют три группы: риодациты и риолиты ($2,72 \text{ г/см}^3$); афировые и плагиоклазовые базальты, туфы ($2,76 \text{ г/см}^3$); пироксеновые базальты и их туфы ($2,84–2,95 \text{ г/см}^3$). Породы толщи большей частью слабомагнитны и немагнитны, но при этом среди всех разновидностей встречаются сильномагнитные разности. Значительными вариациями физических свойств горных пород во многом объясняется сложный характер физических полей на площади развития саргазинской толщи: магнитное поле – от спокойного, положительного или

отрицательного, до резко дифференцированного; гравитационное поле – в целом повышенное, с локальными положительными и отрицательными аномалиями.

Вулканиды толщи относятся к бимодальной серии контрастной риолит-базальтовой формации. Они соответствуют низкокальциевым базальтам натриевой и натриевой-СОХ петрохимической серии, а также толеитовой и известково-щелочной генетическим сериям. Базальты характеризуются низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , La, Ce, Nd, Sm, Yb, Y и пониженными содержаниями железа [130]. Риолиты и андезиты толщи также характеризуются низкими содержаниями оксидов калия, титана, и фосфора. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи отвечают базальтам островных дуг и иногда – срединно-океанических хребтов [130]. Распределение средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту в базальтах толщи, дисконформно таковому всех геодинамических обстановок.

Породы, в пределах площади изучения, большей частью изменены на уровне эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, что объясняется их распространением в контакте с гранитоидами пластовского комплекса. Метаморфизм более удаленных образований толщи соответствует фации зеленых сланцев (актинолит-эпидот-хлоритовая, эпидот-хлоритовая, карбонат-эпидот-хлоритовая субфации).

Породы толщи являются благоприятной средой для локализации медно-цинкового и медно-порфирового оруденения.

Возраст образований саргазинской толщи обоснован при проведении ГДП-200 листа N-41-VIII [87] следующими данными: 1) вулканиды толщи на контакте переслаиваются с карбонатными породами вышележащей биксизакской толщи (O_3-S_1bk), где В. А. Наседкиной были определены остатки конодонтов (*Periodon ex gr. aculeatus* (Hadding), *Falodus* (?) sp.), на основании чего толща была датирована ранним–средним ордовиком; 2) А. И. Грабежеевым из нескольких интрузий кварцевых диоритов, прорывающих базальты саргазинской толщи, был определен абсолютный возраст К-Аг методом (438 ± 25 ; 458 ± 15 ; 469 ± 24 и 480 ± 15 млн лет). С учетом всего вышеизложенного возраст саргазинской толщи принимается нами как ранне-среднеордовикский.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Шеметовская толща (O_3sm) распространена в западной половине площади работ в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, причем, основной ее объем располагается в южной части листа, а в северной она присутствует фрагментарно, в виде узких тектонических блоков – горст-антиклиналей. Выделена при проведении ГДП-200 в пределах листа N-41-XIX [147], где и расположен опорный разрез толщи близ одноименной горы. Здесь она впервые охарактеризована фауной конодонтов. Ранее вулканиды основного состава относились к S_1 , S_{1-2} [46, 149–151] и D_3-C_1 [146, 163] и выделялись под различными местными названиями. Ее образования представлены лавами и туфами трахибазальтов, базальтов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов с прослоями кремнистых туффитов, яшмоидов, редко песчаников, алевролитов. Породы изучались в многочисленных обнажениях, а также в разрезах по рекам Уй и Курасан.

Нижняя граница образований толщи не установлена. Взаимоотношения с вышележащими силурийско–девонскими образованиями – несогласные. В пределах листа N-41-XIX по данным А. В. Тевелева шеметовская толща представляет собой тектонический покров [147], хотя оснований для таких утверждений по нашему мнению недостаточно.

В низах шеметовской толщи обнажаются редковкрапленные плагиоклаз-пироксеновые базальты с маломощными пачками базальтовых туфов, кремнистых туффитов и алевролитов, слабополосчатых яшмоидов с подводно-оползневыми складками. Линзы и прослои яшм прослеживаются среди базальтовых лавовых брекчий и шаровых базальтов. Выше по разрезу появляются глыбовые базальтовые кластолавы с остроугольными литокластами базальтов размером до 50 см, в верхах разреза – лапиллиевые, бомбовые базальтовые туфы и обильновкрапленные, мелковкрапленные плагиоклазовые базальты. Лавовые потоки залегают субгоризонтально или под углами $5-12^\circ$ и до $20-30^\circ$ с восточным падением.

В долине р. Курасан (г. Иванова) фрагментарно обнажен разрез кластолав шеметовской толщи [113]. Падение пород моноклиналиное восточное под углами $60-70^\circ$. Мощность отдельных потоков меняется от 25–70 до 100–150 м. Снизу вверх:

- кластолавы псаммитовой размерности с обломками кремней..... не менее 60 м
- псаммитовые гиалокластитовые брекчии..... 15 м
- псаммитовые и алевропсаммитовые вулканокластиты афировых базальтов прослоями кремней мощно-

стью около 1 см. Встречаются невыдержанные плосколинзовидные горизонты алевросаммитовых песчаников мощностью до 1 м, выклинивающиеся на расстоянии в 3,5–4 м.....	25 м
– грубообломочные кластолавы с обломками базальтов и силицитов.....	14 м
– ксенотуфы с обломками кремней и алевросаммитовым цементом.....	23 м
– кластолавы неравномернообломочные с обломками силицитов и округлыми обломками афировых базальтов.....	70 м
– ксенотуфы с обильными обломками кремнистых пород и редкими – базальтов.....	25 м
– пелитовые туфы базальтов.....	8 м
– кластолавы с обломками силицитов и афировых базальтов псаммитовой размерности.....	82 м

В этом разрезе переходы между отдельными элементами «ритмов» постепенные, не имеющие четких границ. Мощность разреза 322 м.

Общая мощность толщи 500–1 500 м.

Петрографически вулканиты характеризуются интенсивной альбитизацией плагиоклазов и свежестью вкрапленников пироксенов. Массивные пироксен-плагиоклазовые порфиновые, серийнопорфиновые базальты с гиалиновой, интерсертальной, метельчатой, сноповидной основной массой содержат несколько генераций вкрапленников пироксенов и плагиоклазов (5–30 % породы). Основная масса сложена на 30 % лейстами плагиоклаза до 0,1–0,3 мм, образующими незакономерную решетку, веерообразные скопления, пучки. Промежутки заполнены разложенными темноцветными минералами (уралитом, хлоритом) и слабо индивидуализированным палагонитизированным стеклом с ветвистыми выделениями рудного минерала. Акцессорные минералы представлены сфеном, турмалином апатитом, цирконом; рудные – магнетитом, пиритом, лейкоксеном. Базальтовые туфы имеют такситовую полосчатую, текстуру, литовитрокристаллокластическую шальштейновую структуру, состоят из чередующихся полос стекла с разной степенью раскристаллизации шириной 1–2 мм. Участками туфы сложены обломками базальтов, осколками кристаллов в туфовом материале с палагонитом [147]. Массивные гиалопилитовые базальты с редкопорфировой структурой (мелкие пироксены) имеют флюктуационную слабораскристаллизованную стекловатую массу нескольких видов: превращенную в перистые и метельчатые агрегаты пироксена и плагиоклаза; с полосчатым извилистым течением разнораскристаллизованных полос; вариолитовую. Алевритопелитовые туффиты, яшмоиды, кремнистые алевролиты полосчатые, пятнистые псаммитовой структуры сложены остроугольными обломками кремнистого агрегата, плагиоклаза, базальтоидов.

Вулканиты шеметовской толщи являются наиболее плотными породами района, их плотность достигает 2,94 г/см³, средневзвешенная плотность пород толщи – 2,85 г/см³. Толще отвечает повышенное поле силы тяжести, в котором наиболее интенсивные аномалии в +4,5+5 мГал фиксируют преимущественно лавовые разрезы. В южной части СЗ линейная картина физических полей осложняется эллиптическим контактовым ореолом вокруг Бирюковского гранитоидного массива, где эффузивы местами превращены в амфиболовые и эпидот-амфиболовые породы и несут густую вкрапленность магнетита. К югу от массива положительная аномалия в +2,5 мГал размером около 5,5×3 км отвечает, видимо, останцу щитовой постройки: ее южный склон хорошо обнажен в долине р. Куросан, где реконструируются лавовые потоки, стекавшие с севера на юг.

Петрохимически вулканиты шеметовской толщи представлены 2 группами пород – нормальными и умереннощелочными натриевыми базальтоидами. Они характеризуются повышенными содержаниями TiO₂ (от 1 до 2 %, редко до 3 %), FeO*, P₂O₅ и щелочей (в умереннощелочных базальтоидах) [130]. Для основных пород характерно накопление элементов с крупными ионными радиусами (Ba, Sr, Rb) и пониженными содержаниями элементов с высокозарядными ионами (Zr, Nb, Y) [147]. Сравнительно с базальтами N-MORB шеметовские обогащены Rb, Sr и обеднены Y. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи большей частью отвечают толеитам срединно-океанических хребтов, океанических островов и континентальных рифтов [130]. Вулканиты толщи слабо дифференцированы (редко до андезитов), а тренды дифференциации имеет тенденцию к понижению всех оксидов (за исключением магния и кальция) от основных пород к средним [130]. Распределение средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, сходно с таковым для базальтов срединно-океанических хребтов и континентальных рифтов, а в части тяжелых лантаноидов и базальтов булатовской толщи [130]. По совокупности геологических и геохимических данных вулканиты толщи близки таковым поляковской толщи (Западно-Магнитогорская зона) и, по нашему мнению, являются континентально-рифтогенными образованиями.

По результатам полуколичественных спектральных анализов типоморфные элементы в отложениях шеметовской толщи представлены медью, цинком, свинцом, молибденом, серебром, мышьяком и, в меньшей степени – барием, ванадием, и никелем. В пределах распространения

толщи отмечены геохимические аномалии как локального, так и площадного характера [130]. Исходя из полученных результатов, образования шеметовской толщи имеют медно-цинковую (полиметаллическую) специализацию, кроме того, не исключено, в пределах ее распространения выделение золоторудной стадии минерализации.

Породы шеметовской толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма и представлены актинолит-эпидот-хлоритовой, эпидот-хлоритовой, карбонат-эпидот-хлоритовой субфациями.

Возраст шеметовской толщи устанавливается по фауне конодонтов на площади листа N-41-XIX [145]: *Microzarcodina* sp.? или *Periodon* sp., *Drepanoistodus* sp., *Drepanodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Pariostodus originalis* (Sergeeva) (?), *Strachanognathus* sp., *Periodon* cf. *aculeatus* Hadding (?), «*Oistodus*» aff. *abundans* Branson et Mehl, «*Drepanodus*» sp., «*Oistodus*» sp., *Walliserodus* sp. (определения Л. А. Курковской и Т. М. Мавринской). В пределах Пластовской площади на северной окраине пос. Петропавловский в русле р. Этовна найдены и определены (О. В. Артюшкова, Т. М. Мавринская) конодонты *Protopanderodus* aff. *rectus* (Lindström). На площади работ из базальтов (обн. 6001) получен U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) возраст $342,4 \pm 7,2$ млн лет, что, скорее всего, отвечает возрасту метаморфизма пород. Определение возраста базальтов Sm-Nd методом дало датировку 401 ± 20 млн лет, но с достаточно высокой дисперсией. Таким образом, возраст шеметовской толщи принимается по фаунистическим определениям как поздний ордовик.

СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

НИЖНИЙ ОТДЕЛ СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ–НИЖНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

Булатовская толща (S_1-D_1bl) имеет широкое распространение в западной половине площади листа N-41-XIII в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (Медведевско-Сухтелинская подзона), а также установлена на склоне горы Тетечной (Копейско-Ушкотинская подзона Алапаевско-Адамовской СФЗ). Выделена В. Ф. Турбановым и др. [149–151] и названа по району д. Булатова, где она впервые охарактеризована фауной лландоверийских граптолитов. Здесь же расположен ее опорный разрез. Образования толщи представлены сланцами углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-известково-глинистыми, часто филлитизированными, с редкими линзами мраморов; в небольшом объеме присутствуют базальты, андезибазальты, их туфы, вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, туфоалевролиты. Эти породы изучались в многочисленных обнажениях, карьерах, естественных разрезах и вскрыты многочисленными скважинами. Породы толщи с несогласием залегают на нижележащих образованиях, и несогласно перекрыты вулканитами среднего–верхнего девона (сухтелинская и краснокаменная толщ).

Толща однородна по составу и на 80–85 % сложена углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Более редки филлитовидные углисто-глинистые сланцы и кварцито-сланцы. В низах толщи отмечаются базальтоиды (до 10 %) с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов (Турбанов, 1983). Черные сланцы булатовской толщи в силу своей хорошей устойчивости к выветриванию слагают положительные формы рельефа – гряды, крупные увалы.

Толща интенсивно дислоцирована, особенно ее верхняя часть, где часто наблюдается мелкая складчатость, хорошо выражена линейность пересечения сланцеватости и слоистости, наблюдаются многочисленные прожилки и жилы кварца, смятые в птигматитовые складки. В зонах динамометаморфизма, вскрытых карьерами на окраине пос. Восточный, у д. Большаково и в других карьерах, сланцы булатовской толщи превращены в кварцитовидные сланцы.

Опорный разрез булатовской толщи обнажен в скальных выходах в долине р. Увелька на южной окраине д. Булатова на расстоянии около 500 м. Здесь толща представлена неяснослоистыми углисто-кремнистыми сланцами с прослоями углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, которые обнаруживают тонкопластинчатую отдельность и плоскораковистый излом, форма их линзовидная. Длина таких линз 3–5 м, мощность до 1 м. Алевролиты в этом разрезе сильно смяты в разнопорядковые складки с амплитудой от 5 до 30 м и больше. Осевые плоскости складок опрокинуты на юг и юго-запад, некоторых – на север, в складках сохраняется не менее 2 систем трещин разновременного кливажа осевой плоскости, кроме того, складки нарушены многочисленными срывами по зеркалам скольжения.

Разрезы толщи вскрыты многочисленными карьерами. Разрез булатовской толщи по полотну и бортам щебеночного карьера у северной окраины с. Никольское представлен (с запада на восток):

– углисто-кремнистые сланцы	20 м
– углисто-глинисто-кремнистые сланцы, пронизанные сеткой кварцевых прожилков	7 м
– бурые ожелезненные сланцы с лимонитизированным пиритом	4 м
– углисто-кремнистые сланцы	20 м
– осветленные серицит-кварцевые сланцы	1 м
– углисто-кремнистые сланцы	6 м
– осветленные серицит-кварцевые сланцы	1 м
– бурые ожелезненные сланцы с лимонитизированным пиритом	1 м
– углисто-кремнистые сланцы	12 м

Мощность описанного разреза – 72,0 м.

Общая мощность булатовской толщи более 900 м.

В составе вулканогенной части разреза преобладают метабазалты с афировой и мелкопорфировой структурами. Пироксен повсеместно уралитизирован (таблитчатый актинолит до 2–3 мм), плагиоклаз деанортитизирован. Основная масса микролитовая, реликтовая интерсервальная, часто представлена тонким полевошпатовым материалом, в котором наблюдаются многочисленные разноориентированные игольчатые выделения актинолита. Углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы характеризуются микрогранобластовыми и микрозернистыми структурами и слоистыми, полосчатыми текстурами. В составе сланцев преобладает кварц (85–95 %), углистое (графитистое) вещество составляет от 1 до 5 %, в незначительных количествах присутствует серицит и биотит. Зерна кварца величиной от 0,001 до 0,08 мм обычно изометричные, с неровными краями. Углистое вещество образует равномерную пылевидно-точечную вкрапленность, часто настолько густую, что она делает породу совершенно непрозрачной. Серицит (биотит) либо равномерно распределен по породе, либо локализуется в виде тонких слоек. Чешуйки его своей ориентированностью подчеркивают сланцеватость. Довольно часто в сланцах отмечаются реликты радиолярий, имеющих овальную форму. Они замещены более крупнозернистым по сравнению с основной тканью кварцем. Если сохраняется углистое вещество, то своим расположением оно подчеркивает концентрическое строение радиолярий. В результате перекристаллизации происходит увеличение размера зерен кварца (до 0,01–0,02 мм) и выгорает углистое вещество. При этом сланцы осветляются и приобретают пятнистые и полосчатые текстуры. Углисто-кремнистые сланцы обычно содержат вкрапленность пирита, пирротина, магнетита. Акцессорные минералы редки и представлены рутилом, сфеном, апатитом, цирконом, редко турмалином. Для сланцев в районе дд. Ниж. Кумляк, Половинка, Никольское характерной особенностью является фосфатонность. Она связана с включениями черных непрозрачных богатых углистым веществом фосфоритов с весьма тонкозернистой структурой [124].

В гравитационном поле характерно чередование полосовых аномалий в 0,5–3 мГал и аномалии овальной формы. Отрицательные аномалии связаны с углисто-кремнистыми сланцами, положительные – с вулканитами и сланцами, содержащими пирротин. Плотность углисто-кремнистых сланцев – 2,53–2,57 г/см³, магнитная восприимчивость – (3–21)·10⁻⁵ ед. СИ, базальтов – 2,85–2,96 г/см³ и (45–50)·10⁻⁵ ед. СИ, туфогенных пород – 2,76–2,82 г/см³ и (35–50)·10⁻⁵ ед. СИ. Сланцы имеют повышенную радиоактивность в 17–25 мкР/ч с радиевой природой (Th:Ra=0,7–0,16) [129].

На АФС и МАКС грядовые поднятия булатовской толщи характеризуются полосчатым фоторисунком, обусловленным мелкими выходами и элювиальными развалами окремненных сланцев. Хорошо дешифрируются тектонические контакты толщи, в зонах нарушений по полосчато-извилистому фотоизображению – мелкие сорванные складки приразломного смятия.

По петрохимическим параметрам базальты толщи относятся к низкокальциевым, умеренно-магнезиальным и низкотитанистым с низкой железистостью [130]. По распределению РЗЭ и рассеянных элементов относительно базальтов СОХ вулканиты толщи наиболее сопоставимы с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин, а относительно хондрита, по характеру распределения РЗЭ схожи с базальтами Курильской островной дуги [129]. На различных диаграммах базальты булатовской толщи также большей частью отвечают известково-щелочной серии, а их фигуративные точки расположены, большей частью в полях островных дуг [130]. По-видимому, вулканиты толщи отвечают раннеостроводужным образованиям. Химический состав кремнисто-углеродистых отложений в обрамлении Ларинского купола аналогичен сланцам булатовской толщи. Они относятся к низкоуглеродистому типу и очень компактно попадают в поля кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории (В. И. Сначев, 2011). Содержания С_{орг} в углеродистых сланцах от 0,36 до 5,42 %. Распределение

РЗЭ в сланцах булатовской толщи и обрамления Ларинского купола, нормированное по хондриту, идентично по своему характеру и содержаниям [130].

Кремнисто-углеродистые отложения Пластовской площади образовались в глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнеземом, отлагалась биохемогенным путем, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его химическую «чистоту». По соотношению основных петрогенных окислов состав терригенной примеси в подавляющем большинстве соответствует основным и ультраосновным породам. В составе терригенной примеси кремнисто-углеродистых отложений уверенно диагностируются продукты перемыва нижележащих отложений шеметовской толщи (В. И. Сначев, 2011).

Для статистической обработки геохимической информации по булатовской толще были выделены три литологические разновидности пород: 1) углисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы; 2) алевролиты, алевропесчаники; 3) кварцитосланцы. Во всех выделенных литологических разновидностях пород отмечены высокие содержания хрома, ванадия, меди, свинца, мышьяка, а средние содержания молибдена и серебра, приближены к литорудогенному уровню концентраций. Высокой дисперсией обладают хром, марганец, титан, и значительно меньшей – медь, цинк, барий и стронций.

Статистический анализ обобщенной выборки проб толщи (348 проб) показал, что геохимические параметры в ней практически идентичны геохимическим параметрам в литологических разновидностях. Типоморфными элементами для булатовской толща являются медь, молибден, серебро, свинец, цинк, мышьяк, а также вольфрам, бериллий и иттрий. Помимо основного геохимического спектра типоморфных элементов присутствуют также марганец, никель, хром, ванадий титан, скандий.

Расчет коэффициентов парной корреляции выявил высокие корреляционные связи между элементами-индикаторами, представляющими определенные стадии минерализации (критический или пороговый коэффициент корреляции принят 0,44 при уровне значимости 0,001). Прослеживается высокая положительная корреляция между парами Pb-Ag, Cu-Pb, Cu-Zn, Be-Zr, Zn-As, Ba-Sr, Mo-V. Антагонистические связи выявлены в парах Mo-W и Pb-Zn. Барий не коррелируется ни с одним из рудных элементов. Молибден также не обнаруживает значимой положительной связи ни с одним из элементов, кроме ванадия [130].

Выявленные геохимические ассоциации, характерные для отложений булатовской толщи, а также установленные прямые корреляционные связи между элементами-индикаторами являются показателями развития в породах толщи золоторудной и редкометалльной, а также самостоятельной молибденовой (медно-молибденовой) стадий минерализации. Ранее предполагаемая колчеданно-полиметаллическая специализация толщи не подтверждена, в связи с отсутствием кадмия и выявлением антагонизма среди главных рудообразующих элементов этой стадии – свинца и цинка.

Образования булатовской толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Часть углеродсодержащих сланцев, более интенсивно измененных под воздействием контактового и динамометаморфизма, предшественниками была отнесена к александровской толще венда (южное обрамление Ключевского плутона и тектонизированные породы вблизи Светлинского надвига).

Возраст толщи определен на основании находок различной фауны. К. П. Плюсниным и др. (1965 г.) у д. Булатова были найдены граптолиты: *Stomatograptus grandis* (Suess), *Pristiograptus* sp. indet., *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn), *Monoclimacis linnarsoni* (Tullberg), *M. aff. vomerina* (Nicholson), *M. crenulata* (Tornquist), *Spirograptus spiralis* (Gienitz), *Oktavites spiralis* (Gienitz), которые по заключению Т. Н. Корень, определявшей эти формы, позволяют датировать толщу как поздний лландовери на границе с венлоком.

На склоне горы Тетечной (северо-восточный угол площади работ) в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Копейско-Ушкотинская подзона) найдена и определена фауна граптолитов: *Petalolithus* sp. indet., *Pristograptus regularis* Perner, *Spirograptus guerichi* Loydell, *Torquigraptus planus* (Barr.) [168].

В другом блоке сланцев к западу от пос. Мирный найдены конодонты *Ozarkodina* aff. *ziegleri* Wall. и др., характерные для позднего силура (Пучков В. Н., Иванов К. С., 1989).

В карьере на северной окраине пос. Большаково при проведении ГДП-200 [130] (обн. 1008) найдены и определены конодонты: *Aspelundia* sp., *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson and Mehl), *Oulodus* sp.?, *Astropentagnathus* sp. – верхнего лландовери–низов венлока нижнего силура (О. В. Артюшкова, Т. М. Мавринская).

У пос. Маслово в 9 км севернее пос. Уйское, при проведении ГДП-200 (обн. 3137) в мраморах были найдены криноидеи *Anthinocrinus* sp. – верхнего силура–среднего девона.

Кроме того, в районе с. Травники (лист N-41-VII) известна находка споро-пыльцевого комплекса, включающего споры *Trachytriletes minutissimus* Naum., *T. crassus* Naum., возраст которых соответствует нижнему девону.

Таким образом, по имеющимся органическим остаткам возраст булатовской толщи охватывает интервал от раннего силура до раннего девона.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Айджерганская и соленодольская толщи объединенные ($D_{1-2}ag+sn$) выделены условно при сбивке с соседним листом N-40-XVIII. Развита у западной рамки площади работ (в крайней южной части) в пределах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ в виде узкого тектонического блока. Описание объединенных толщ приводится по данным предшествующих работ [74]. В их составе нижняя («айджерганская») часть разреза сложена базальтами афировыми, реже порфиоровыми, их туфами; туффитами с редкими прослоями силицитов. В верхней («соленодольской») части лавы и туфы базальтов переслаиваются с кремнистыми алевролитами, углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами. Нижняя граница подразделения неизвестна, по разрывным нарушениям оно контактирует с более молодыми образованиями копаловской и арсинской толщ. Породы объединенных толщ интенсивно дислоцированы.

Общая мощность подразделения до 1 500 м.

Возраст обоснован находками макро- и микрофауны и отвечает интервалу от верхнего эмса по низы эйфеля [74].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Кособродская толща (D_2ks) широко развита в юго-восточной и фрагментарно распространена в северо-восточной частях площади, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Копейско-Ушкотинской подзоны. Выделена при проведении ГДП-50 [169]. Названа по одноименному поселку, опорный разрез толщи представлен в разрезе скв. 62, пробуренной вблизи с. Кособродка. Образования толщи представлены базальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, реже андезибазальтами, андезитами, дациандезитами; их туфами и ксенотуфами; прослоями кремнистых туффитов. Породы кособродской толщи хорошо обнажены и вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Взаимоотношения с подстилающими и вышележащими образованиями несогласные. Верхний контакт толщи установлен в скважине 27 [169].

В обобщенном разрезе в нижней части преобладают базальты, андезибазальты и их туфы с прослоями андезитов и дацитов, в средней части – основные и кислые вулканиты и их туфы, верхняя часть разреза сложена последовательно дифференцированными вулканитами с преобладанием андезитов и дацитов. Образования толщи слабо дислоцированы.

Фрагмент разреза кособродской толщи вскрыт скв. 62 [169] в районе с. Кособродка. Описание упрощенного (генерализированного) разреза сверху вниз:

- 0–42,0 м – мезозойско–кайнозойские образования;
- 42,0–158,0 м – туфы порфирировых плагиоклазовых андезибазальтов литокристаллокластические, псаммитовые, с прослоями дацитов и андезитов;
- 158,0–293,9 м – дациты порфирировые кварц-плагиоклазовые с редкими прослоями андезибазальтов;
- 293,9–349,2 м – андезиты порфирировые плагиоклазовые и метасоматиты по ним;
- 349,2–505,6 м – кластолавы дацитового состава с прослоями андезитов, дациандезитов и риодацитов;
- 505,6–531,0 м – андезиты и дациты порфирировые;
- 531,0–555,6 м – андезибазальты порфирировые плагиоклазовые;
- 555,6–600,5 м – туфы андезитового состава с прослоями андезибазальтов, базальтов, дацитов и риодацитов;
- 600,5–717,5 м – андезиты порфирировые плагиоклазовые мелкокрапленные с прослоями андезибазальтов, базальтов, дацитов и их туфов;
- 717,5–736,1 м – туфы андезитов и андезибазальтов;
- 736,1–801,7 м – дациандезиты микропорфирировые с прослоями риолитов, андезибазальтов и андезитов.

Мощность описанного разреза 801,7 м. Общая мощность образований кособродской толщи более 1 000 м.

Афиновые и порфиновые базальтоиды и андезиты имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры, порфиновые и микропорфиновые структуры. В порфиновых выделениях (в порфиновых разностях пород) в подавляющем большинстве представлен таблитчатым плагиоклазом (альбит, олигоклаз и реже андезин) размером 0,5–2,5 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – лейстовидный, размером 0,5–0,6 мм. Повсеместно присутствуют карбонат, хлорит и эпидот, часто – биотит. Акцессорные: рутил (иногда красный), сфен, циркон, апатит, флюорит. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, лейкоксеном. В дацитах, риолитах и риодацитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфиновые, текстуры их большей частью массивные. В порфиновых выделениях присутствует кварц, обычно изометричной и округлой формы (до 1,5–2,0 мм), таблитчатый плагиоклаз до 1,5 мм и, реже шестоватая роговая обманка (до 2,5 мм).

Породы кособродской толщи обнаруживают значительные вариации физических свойств, зависящие от состава и характера и масштаба вторичных изменений (серцитизация, хлоритизация, эпидотизация, березитизация): плотность меняется от 2,52 до 3,0 г/см³, наименьшей плотностью обладают кислые вулканыты – 2,69–2,75 г/см³, средняя плотность пород толщи 2,83 г/см³, магнитная восприимчивость колеблется от 5 до 8 $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Для площади развития толщи характерно положительное поле силы тяжести, видимо, в значительной мере обусловленное нижележащими базальтами саргазинской толщи. Локальные понижения поля в +1,5+2 мГал связаны с Кособродским гранитоидным массивом и широким развитием эффузивов кислого состава в его западном экзоконтакте. Магнитное поле над толщей преимущественно положительное, мозаичное, интенсивность его меняется от +200+500 до +1 000 нТл, изредка до +2 000 нТл, наиболее низкие значения поля характеризуют поля развития кислых вулканытов, гранитоиды Кособродского и Центрального массива. Аномалии магнитного поля отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении и связаны с поздней трещиноватостью, которая контролирует магнетитовую минерализацию.

Образования толщи относятся к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Базальтоиды соответствуют большей частью низкокалиевым базальтам натриевой петрохимической серии и в основном, известково-щелочной генетической серии. Эффузивы характеризуются пониженными и низкими содержаниями TiO₂, P₂O₅, K₂O, и повышенными Na₂O. Содержание Fe* в средних и кислых дифференциатах толщи довольно высокое [130]. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи, в основном, отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг [130]. Тренды дифференциации вулканытов толщи имеют пологие (островодужные) векторы относительно оксидов титана, натрия и фосфора, а также несколько повышающиеся относительно оксида калия [130]. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальтоиды толщи сходны с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин, отличаясь от них несколько пониженными содержаниями РЗЭ [130].

В риолитах кособродской толщи распределение РЗЭ, нормированное по хондриту, близко таковому краснокаменной толщии при более низких содержаниях РЗЭ. По всем параметрам вулканыты толщи, большей частью, отвечают образованиям островных дуг.

В отложениях кособродской толщи выделено большое количество площадных и локальных геохимических аномалий, которые объединены в одно аномальное геохимическое поле полиметаллической специализации (PbCuZnAg) [130]. Типоморфными элементами отложений толщи являются медь, свинец, цинк, серебро, барий; в подчиненном отношении – молибден, мышьяк, вольфрам, кобальт, ванадий.

Наиболее представительными, с достаточно широким комплексом элементов-индикаторов, являются нижеупомянутые площадные аномалии, типичные для геохимической характеристики отложений кособродской толщи. В целом, отложения кособродской толщи имеют полиметаллическую (золоторудную) геохимическую специализацию.

Породы толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (хлорит-эпидотовая, биотит-хлорит-эпидотовая, хлорит-карбонатная субфации).

В образованиях кособродской толщи известны проявления марганцевого, медно-цинкового и золото-сульфидного оруденения.

Возраст кособродской толщи определен по цирконам из базальтов (обн. 645) в восточном экзоконтакте Центрального массива (U-Pb метод, SHRIMP-II) [130]. Получены две датировки – 343,5±3,4 и 388±11 млн лет. Первая цифра, по-видимому, отвечает возрасту контактового метаморфизма вулканытов толщи в период становления Центрального гранитоидного массива, а вторая – формированию кособродской толщи. На основании полученных данных возраст кособродской толщи принят как средний девон (эйфельский–живетский век).

По своему составу, петрологическим и геохимическим параметрам, формационной принадлежности, возрасту и металлогении кособродская толща сопоставима с карамалыташской и рудянской толщами.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Копаловская толща (D_{2-3kp}) развита в пределах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ на крайнем юго-западе площади, где слагает узкие тектонические блоки, вытянутые в субмеридиональном направлении. В ее состав входят лавы, туфы и тефроида андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов, риодацитов, риолитов; туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, аповулканогенные сланцы; прослойки силицитов, серицит-кварцевых сланцев [74].

В пределах площади работ обнаженность очень плохая (единичные обнажения). Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами тектонические. Общая мощность образований составляет 400–650 м.

Толща характеризуется положительным гравитационным полем в 5–15 мГал. Магнитное поле осложнено линейными аномалиями с $z_a=100-300$ нТл. Плотность базальтов – до $2,95$ г/см³, андезибазальтов и андезитов – $2,78-2,82$ г/см³.

По данным А. В. Жданова [74], вулканиты толщи наиболее калиевые и наименее известковистые среди всех однотипных пород синхронных подразделений. По единичным анализам базальты и андезиты копаловской толщи низкокалиевые, низкоглиноземистые, с низкими содержаниями оксидов фосфора и с повышенными – оксидов кальция [130].

На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи, отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг [130]. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальты толщи сопоставимы с толеитовыми базальтами Камчатской континентальной окраины (как по характеру распределения, так и по содержаниям) [130].

Возраст толщи принимается средне-позднедевонским на основании ее фациального сходства с аналогичными подразделениями региона [74], а также в соответствии с Легендой Южно-Уральской серии. Кроме того, при подготовке к изданию листа N-41-XIII из базальтовых туфов копаловской толщи (обн. 6029) был определен изотопный возраст Sm-Nd методом (350 ± 52 млн лет). Дисперсия в полученном результате очень высокая, но, тем не менее, плюсовая позиция вполне удовлетворяет принятому возрасту.

Амурская толща (D_{2-3am}) выделена, большей частью, условно при сбивке с соседним листом N-40-XVIII. Развита у западной рамки площади работ (в южной части) в пределах Сысертско-Амурской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ в виде единичных фрагментов. По данным [74] толща имеет весьма пестрый литологический состав и представлена чередующимися в разрезе лавами, лавобрекчиями и туфами метабазальтов, метатрахибазальтов, реже метапикробазальтов, метаандезитов, редко трахириолитов и риолитов, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, туфопесчаниками, углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами и их метаморфизованными аналогами.

Образования толщи в пределах площади работ отмечены в единичных обнажениях. Нижняя стратиграфическая граница не известна, верхняя с перекрывающими породами караганской толщи условно несогласная. Толща интенсивно дислоцирована. Метабазальты и их туфы превращены в существенно актинолитовые бластопорфиновые и бластосаммитовые породы, а вулканомиктовые песчаники – в зеленые сланцы. Породы рассланцованы, имеют крутое залегание то с западным, то с восточным падением.

Мощность образований толщи оценивается в 500–1 300 м.

По результатам единичных петрохимических анализов базальты толщи умереннотитанистые, с пониженными содержаниями железа, оксидов калия, высокими – оксидов натрия и фосфора. В андезитах же – высокие содержания железа (соответствуют исландитам), калия и относительно низкие содержания оксидов фосфора и титана. Такой антагонизм в петрохимических параметрах отражается на тренде дифференциации вулканитов толщи относительно оксидов разных элементов, который почти на всех диаграммах представляет собой ломаную линию [130]. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи, отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг [130].

Образования амурской толщи претерпели динамотермальный метаморфизм в условиях низких и средних ступеней фации зеленых сланцев. Различия в степени метаморфических преобразований нередко служили основанием (у предшественников) для неоправданно дробной стратификации отложений с формационно однотипным субстратом [74].

Возраст обоснован находками фауны южнее площади доизучения [74], а также в соответствии с Легендой Южно-Уральской серии.

Сухтелинская толща (D_{2-3sh}) развита в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, в юго-западной части листа N-41-ХІІІ, где откартирована в виде субмеридиональных полос по периферии области распространения шеметовской толщи. Выделена при проведении ГДП-200 [147], названа по одноименному поселку, вблизи которого находится ее опорный разрез. В составе толщи – песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, ксенотуфы пепловые; прослои кремнистых, глинисто-углисто-кремнистых сланцев, литокластических туфов базальтов, трахибазальтов, редкие прослои базальтов и известняков. Эти образования изучались в немногочисленных обнажениях, естественных разрезах рек Курасан и Уй, а также вскрыты единичными скважинами. В пределах площади работ взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами несогласные.

Обобщенный разрез выглядит следующим образом – в низах преобладают среднекрупнообломочные туфы основного, смешанного состава с прослоями кремнистых, глинисто-углисто-кремнистых сланцев, песчаников и алевролитов, выше туфы переслаиваются с алевролитами, сланцами, верхи сложены чередующимися песчаниками, алевролитами, сланцами. Часто в разрезах встречаются маломощные прослои базальтов. Породы толщи слабо дислоцированы. Большой частью для них характерно пологое залегание ($30-40^\circ$) при западном падении [147].

Разрез сухтелинской толщи описан по левому берегу р. Курасан в 0,4 км к северо-западу от моста у пос. Петропавловский [130]. С севера на юг здесь установлены:

- 0,0–67,0 м – вулканомиктовые песчаники;
- 67,0–91,0 м – вулканомиктовые гравелиты с обломками базальтов и кремней;
- 91,0–95,0 м – вулканомиктовые песчаники;
- 95,0–135,0 м – вулканомиктовые гравелиты с обломками базальтов и кремней;
- 135,0–230,0 м – вулканомиктовые песчаники;
- 230,0–285,0 м – алевролиты вулканомиктовые с прослоями кремнистых туффов и сланцев;
- 285,0–455,0 м – конгломераты, брекчиевидные конгломераты с обломками базальтов, туфов, кремней с радиолариями;
- 455,0–480,0 м – алевролиты вулканомиктовые с прослоями кремнистых туффов и сланцев;
- 480,0–500,0 м – вулканомиктовые песчаники.

Мощность описанного разреза 500 м. Общая мощность толщи 500–1 300 м.

По данным А. В. Тевелева [147] микроскопически базальты, андезибазальты из прослоев нижних и средних частей разреза имеют порфиристую структуру. Основная масса интерсертальная, сложена на 60 % плагиоклазом, в интерстициях – скопления зерен разложенного пироксена, стекла, лейкоксена. Туфы имеют переменный состав – от базальтового до андезитового, текстуры – от массивных до сланцеватых, размерность – от алевропсаммитовой до псефитовой, структуры – от кристалловитролитокластической до литокластической. Более тонкие разности представлены алевропелитовыми туфами, состоящими из остроугольных, скорлуповатых осколков кристаллов, базальтоидов и стекла в тонком поровом цементе.

Вулканиды представлены умеренно- и низкокалорийной низкотитанистой дифференцированной известково-щелочной серией нормального ряда. Базальты и ксенотуфы характеризуется достаточно высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Th, более низкими – Nb, Zr, Y. РЗЭ в сухтелинских базальтах фракционированы довольно сильно, характеризуясь накоплением легких лантаноидов [147]. Петрохимический состав песчаников и глинисто-кремнистых сланцев приведен в приложении 8 [130].

Породы толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Они являются благоприятной средой для локализации медно-цинкового колчеданного оруденения.

В 3,4 км западнее пос. Линевка (обн. 3092) в пестроцветных кремнистых сланцах найдены и определены (О. В. Артюшкова) конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde – нижне-среднего девона [130].

При ранее проведенных работах на соседней площади к югу [147] у пос. Сухтелинский собраны многочисленные кораллы (определения О. В. Богоявленской, Ф. Е. Янет, М. В. Шурьгиной): *Astrophyllum irgislense* Soschk., *Neocolumnaria vagranensis* Soschk., *Alveolites* ex gr. *singularis* Soc., *A.* aff. *polinovi* Peetz, *Heliolites* ex gr. *taltiensis* Yanet (in citt) и др.; *Stachyodes* ex gr. *stromatoporides* Gogol., *Gracilopora* sp. indet. (cf. *infirma* Yanet.), *Grassialveolites* cf. *crassiformis* Sok., *Soshkinella* sp. indet. (cf. *vulgaris* Soshk.), *Syringopora* cf. *javorskyi* Tchern., *Fasciphyllum* cf. *halliaformes* Soshk. и др., имеющие широкий возрастной диа-

пазон (ранний девон–живет). В аналогичных известняках в 12 км северо-северо-восточней пос. Новотемирский собраны живетские кораллы *Grinophyllum* cf. *gracile* Wed., *Petchoria schesimovensis* Reitl. (определения Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной) и фораминиферы живета–верхнего девона *Bisphaera elegans* Viss., *Parastegnammina* cf. *pseudocamerata* Pojarkov, *Parastegnammina aequaspatinosa* Pojarkov, *Rauserina notata* Antropov, *Cribrosphaeroides robusta* М.-MacLay (определения Л. Г. Петровой). Конодонты найдены и определены (сборы В. А. Маслова, О. В. Артюшковой и др., определения О. В. Артюшковой) в кремнистых алевролитах, вскрытых карьером в 5 км к северу от пос. Сухтелинский: *Eognatodus* sp., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. morphotype gamma* Bultynck, *P. ex gr. costatus* Klapper и др. Вмещающая толща не древнее зоны *kockelianus* позднего эйфеля. В кремнистых алевролитах, вскрытых карьером в 500 м к юго-востоку от пос. Сухтелинский найдены: *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauffer, *P. aff. dengleri* Bischoff et Ziegler, *P. cf. dubius* Hinde, *P. aff. pennatus* Hinde, характерные для раннефранских (включая доманиковый горизонт) отложений. В кремнисто-глинистых сланцах, вскрытых карьером в 2,5 км западнее пос. Линевка, обнаружены единичные конодонты *Belodella* sp., *Polygnathus* aff. *robusticostatus* Bischoff et Ziegler. Последняя форма позволяет датировать породы поздним эйфелем–ранним живетом (зоны *australis*–*early varcus*). Таким образом, возраст сухтелинской толщи принимается как средне-позднедевонский (эйфельский–франский века).

Еманжелинская толща (D_{2-3em}) установлена фрагментарно в юго-восточной части площади доизучения в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Впервые выделена при проведении ГС-50 (Л. Н. Ромашова, 1963ф) в пределах листа N-41-VIII. Здесь же, западнее пос. Зауральский расположен ее опорный разрез. Образования толщи представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми и углесто-кремнистыми сланцами, иногда углистыми известняками. В пределах площади работ они вскрыты 2 скважинами [169]. Взаимоотношения с подстилающими и вышележащими образованиями – по-видимому, несогласные. Породы слабо дислоцированы. Фрагмент терригенного разреза вскрыт скважиной 27 [169].

Мощность толщи 700–1 000 м.

Терригенные породы имеют плотность 2,69–2,71 г/см³, известняки – 2,68 г/см³. Радиоактивность пород 4–14 мкР/ч. Все образования немагнитны. Площади развития пород отвечает понижение силы тяжести на 1–3 мГал. В магнитном поле образования толщи ничем не выделяются от окружающих пород, им отвечает спокойное положительное или отрицательное поле.

Образования толщи характеризуются повышенными содержаниями всех элементов халькофильной группы, а также Bi, Mo, V [129].

На основании находок фауны на площади листа N-41-VIII [87] строматопороидей: *Cracilopora* cf. *vermicularis* (McCoy); трилобитов: *Phacops* aff. *nalivkini* Maks. и криноидей: *Cupressocrinites* cf. *planus* Schew., *C. cf. scaber* Schultze, *Parabotryocrinus tschudovenski* Yak., *Clyphidocrinus* ex gr. *primus* (J. Dubat.), возраст еманжелинской толщи принят как средний девон, живетский век–поздний девон, фаменский век.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Арсинская толща (D_{3an}) ограниченно развита в юго-западной части площади работ в пределах Восточно-Магнитогорской СФЗ (Уйско-Домбаровская подзона), где откартирована в виде субмеридиональных вытянутых тектонических блоков. Выделена О. В. Артюшковой и В. А. Масловым юго-западнее листа N-41-XIII [74], где и расположен ее опорный разрез. В составе арсинской толщи присутствуют сланцы углесто-глинисто-кремнистые, серицит-кварцевые, кварц-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые, метатуфиты, метатуфоалевролиты; редкие линзы метатуфов андезитов, дацитов, риодацитов. Обнаженность толщи слабая, фрагменты ее разреза наблюдаются в долине р. Кидыш [130]. На территории Пластовской площади контакты ее с образованиями нижележащей копаловской толщи – тектонические, верхние границы неизвестны. Южнее, за пределами площади работ, арсинская толща смята в узкие линейные складки, имеет вертикальные или крутые западные падения слоистости [147].

Фрагмент геологического разреза арсинской толщи описан в обнажении 72 [130] по обводному каналу и бортам у плотины лога Сухой в 3 км северо-западнее пос. Кидыш. С северо-запада на юго-восток:

0,0–28,5 м – серицит-кварцевые сланцы с порфиробластами карбоната;

28,5–99,0 м – светлые серицит-кварцевые сланцы с редкими прослоями карбонатсодержащих разностей;

99,0–320,0 м – серые и темно-серые слабо углеродистые кремнистые сланцы, местами с карбонатом.

Мощность разреза 320,0 м.

Другой разрез арсинской толщи описан по полотну и северо-восточному борту придорожного карьера, сопрягающегося с северным бортом р. Кидыш у западной окраины одноименного поселка (обн. 2516) [130]. С запада на восток-юго-восток:

0,0–8,0 м – переслаивание метатуфоалевролитов и кварц-альбит-хлоритовых сланцев карбонатсодержащих;
8,0–11,0 м – переслаивание метатуфоалевролитов и кварц-альбит-хлоритовых сланцев с крупными порфи-робластами карбоната;

11,0–11,5 м – метатуфоалевролитов с согласными кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом и примазками медной зелени на плоскостях сланцеватости (Кидышское проявление меди);

11,5–12,5 м – темно-серые углеродистые алевросланцы;

12,5–230,0 м – красноцветные филлитизированные сланцы и алевросланцы.

Видимая мощность разреза 230 м. Общая мощность арсинской толщи 400–800 м.

Апотерригенные и терригенные породы толщи в физических полях не проявлены.

По данным А. В. Тевелева [147], арсинские вулканогенные породы являются пирокластическими с туфогенным материалом пепловых частиц, шлепков стекла, осколков минералов. Около 60 % толщи представлено туфоалевролитами, алевросаммитовыми туффитами, состоящими из осколков пироксенов, плагиоклазов, вытянутых по слоистости частиц стекла, замещенного палагонитом разной степени перекристаллизации, алевритовыми шальштейновыми туфами. Кремнистые пелитоалевритовые туфоалевролиты сложены детритово-глинисто-хлорит-кварцевым веществом с перекристаллизованными радиоляриями, с иголочками глинистых слюд. Грубые части ритмов представлены средне-крупнозернистыми литокластическими базальтовыми туфами, состоящими из остроугольных обломков базальтов в хлоритизированном перемолотом стекле. Тонкие ритмы, микроритмы до 1 см сложены чередованием полосчатых ритмов с линзовидными агрегатами глинистых минералов, кварца, перекристаллизованных радиолярий в матрице того же материала, отделенные от него оболочкой темного органического вещества. В верхах ритмов количество вулканического материала уменьшается.

Углисто-глинисто-кремнистые сланцы характеризуются повышенными содержаниями оксидов калия и, частично, фосфора. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, сланцы толщи сопоставимы с таковыми булатовской толщи при более высоких содержаниях [130].

В результате статистической обработки результатов спектральных анализов из пород арсинской толщи [130] установлено, что они содержат повышенные содержания цинка, свинца, серебра, мышьяка, молибдена, наряду с элементами сидерофильной группы – никеля, хрома, ванадия. Высокой дисперсией обладают хром, марганец, титан и медь, несколько меньшей – мышьяк и барий, и слабо повышенной – никель, ванадий, цинк, стронций и цирконий. Анализируя полученный материал, можно предположить, что в отложениях арсинской толщи проявлены полиформационные ореолы рассеяния. Высокий коэффициент корреляции мышьяка и сурьмы ($k > 0,9$), а также значимая положительная связь этих элементов с серебром, висмутом, никелем и кобальтом подтверждает проявление золоторудной минерализации. Отложения арсинской толщи имеют редкометалльную, золоторудную и медно-молибден-висмутовую специализации.

Породы толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (карбонат-хлоритовая и серицит-хлоритовая субфации). Вторичные изменения пород выражаются в интенсивной хлоритизации, серицитизации, цеолитизации по зонам рассланцевания и дробления.

В 3 км западнее пос. Кидыш, в северной выемке у дороги (обн. 1566) в листоватых серых и буровато-серых кремнистых сланцах толщи найдены и определены (Артюшкова, Мавринская) элементы конодонтов *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp. – франского яруса верхнего девона [130].

Кроме того, на соседней с юга площади (лист N-41-XIX), определены конодонты: *Palmatolepis* cf. *foliacea* Youngquist, *P.* cf. *hassi* Muller et Muller, *P. punctata* (Hinde), *P.* cf. *simplex* Ziegler et Sandberg, *P.* cf. *plana* Ziegler et Sandberg, *P.* cf. *rhenana brevis* Ziegler et Sandberg (сборы О. В. Артюшковой, В. А. Маслова, Р. Р. Якупова, определения О. В. Артюшковой). На основании этих данных возраст арсинской толщи принимается как франский ярус (верхи мендымского–низы аскынского горизонтов) верхнего девона [147].

Краснокаменная толща (D_3kr) широко развита в северо-западной части площади работ и фрагментарно – в юго-западной и южной половине центральной части территории, в пределах Медведовско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новоренбургской СФЗ. Выделена при проведении ГДП-200 [113]. Названа по одноименному поселку, вблизи которого и находится литотип толщи. Ранее, часть ее метасоматически измененных образований была отнесена к светлинской толще венда (Светлинское месторождение, восточная краевая часть Светлинско-

го надвига) [113, 116]. Краснокаменная толща рассматривается как стратифицированная часть одноименной вулканоплутонической ассоциации. В ее составе: лавы, лавобрекчии, туфы трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов, риодацитов, риолитов; прослои и линзы туфопесчаников, туфоалевролитов, мраморизованных известняков, туффитов. Краснокаменные субвулканические образования представлены трахириодацитами, трахириолитами, трахиандезитами. Интрузивные образования ассоциации представлены сиенитами и умереннощелочными габбро одноименного габбро-сиенитового комплекса (Краснокаменский, Соколовский массивы). Обнаженность краснокаменной толщи удовлетворительная, кроме того, ее образования вскрыты многочисленными скважинами [130].

Взаимоотношения с нижележащими образованиями несогласные, либо тектонические. Верхняя граница толщи с образованиями карбона – тектоническая.

Фрагмент разреза краснокаменной толщи на западном фланге одноименной структуры вскрыт расчистками к северу от д. Никольское в долине р. Мал. Увелька [113].

Породы в разрезе, имеют восточное падение под углами 20–40°. В нижней части разреза гигантообломочные туфы, с обломками базальтов размером до 7–12 см. Спорадически в туфах встречаются плоские, изогнутые и расщепленные на концах обломки стекол, замещенных хлоритом, черных трахириолитов (?) размером до 0,3–0,5 м и более. Крупные обломки распределены в псаммитовом цементе неравномерно. Видимая мощность интервала не менее 25–30 м. Выше лежащие выветрелые псаммитовые туфы (?) превращены в тонколистоватые хлоритовые сланцы, несущие густую вкрапленность окисленных сульфидов. Их мощность не менее 35–40 м. Эти сланцы перекрываются неравномерно выветрелыми, рассланцованными и обохренными трахириолитами (?) и псаммитовыми туфами кислого состава. Породы местами превращены в кварц-серицитовые сланцы. Обломки трахириолитов в основании пластов туфов слагают крупноглыбовые горизонты мощностью в 2–3 м, которые сложены плоскими 5–8 м обломками. В кровле слоев крупные обломки окружены роями пластинчатых обломков размером 8–10 см и меньше, возникшими явно при растрескивании крупных *in situ*. Мощность этой туфовой пачки не менее 25–30 м. Мощность всего разреза 100 м.

Фрагмент разрезов краснокаменной толщи в 1,5 км к западу от пос. Соколовский (обн. 3008) [130] у плотины представлен:

- 0,0–5,0 м – светлые псаммитовые туфы риолитового состава с прослоями алевритовых туфогенных хлорит-актинолитовых сланцев андезибазальтового состава;
- 5,0–17,5 м – алевритовые туфогенные хлорит-актинолитовые сланцы андезибазальтового состава с редкими прослоями псаммитовых туфов риолитового состава;
- 17,5–25,0 м – серицит-кварцевые сланцы;
- 25,0–32,5 м – переслаивание туфогенных хлорит-актинолитовых и серицит-кварцевых сланцев;
- 32,5–37,5 м – алевритовые туфогенные хлорит-актинолитовые сланцы андезибазальтового состава с редкими прослоями серицит-кварцевых сланцев;
- 37,5–47,0 м – серицит-кварцевые сланцы.

Мощность разреза 47,0 м.

Общая мощность толщи более 1 500 м.

Афировые и порфиоровые базальтоиды и андезиты имеют массивные, флюидалные и иногда миндалекаменные текстуры, порфиоровые и микропорфиоровые структуры. В порфиоровых выделениях (в порфиоровых разностях пород) наблюдается таблитчатый плагиоклаз (альбит, олигоклаз, андезин) размером 0,5–2,0 мм и уралитизированный пироксен, замещенный актинолитом (до 5 мм), в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – плагиоклаз лейстовидный, размером до 0,5 мм. Повсеместно присутствуют карбонат, хлорит и эпидот, часто – биотит. Акцессорные: сфен, циркон, апатит. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, лейкоксеном. В дацитах, риолитах и риодацитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфиоровые, текстуры – флюидалные и массивные. В порфиоровых выделениях присутствует кварц, обычно изометричной и округлой формы (до 1,5–2,0 мм), таблитчатый плагиоклаз до 1,5 мм и, реже шестоватая роговая обманка (до 2,5 мм) [130].

Породы краснокаменной толщи имеют различные параметры физических свойств, зависящие от состава и характера вторичных изменений (серицитизация, хлоритизация, березитизация): плотность меняется от 2,56 до более 3 г/см³, наименьшей плотностью обладают кислые вулканыты – 2,65–2,75 г/см³, средняя плотность пород толщи 2,82 г/см³, магнитная восприимчивость колеблется от 5 до 8 500·10⁻⁵ ед. СИ. Для толщи характерно положительное поле силы тяжести, обусловленное ее развитием среди сланцев булатоской толщи. Локальные понижения поля в +1,5+2 мГал связаны с развитием эффузивов кислого состава. Магнитное поле над тол-

щей преимущественно положительное, наиболее низкие значения поля характеризуют поля развития кислых вулканитов.

Образования толщи относятся к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Четко выделяются две группы вулканитов нормального и щелочного ряда. Базальтоиды отвечают натриевой и калинатриевой петрохимическим сериям и в основном, толеитовой генетической серии. Эффузивы характеризуются повышенными и высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и щелочей. Содержание Fe^* в средних и кислых дифференциатах толщи довольно высокое, что позволяет относить их к исландитам и ферродацитам. Умереннощелочные базальтоиды отличаются от базальтоидов нормального ряда повышенной глиноземистостью, содержаниями калия и фосфора, такая же тенденция прослеживается и в андезитах, где кроме перечисленных оксидов в умереннощелочных разностях (в отличие от нормальных андезитов) отмечаются более высокие содержания титана и железа [130]. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи, в основном, отвечают толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг. Тренды дифференциации вулканитов толщи сопоставимы с таковыми для кособродской толщи. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальтоиды нормального ряда сходны с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин, а умереннощелочные сопоставимы с таковыми березиновской и базальт-андезитовой толщ, особенно в части тяжелых лантаноидов [130]. Распределение РЗЭ в риолитах, нормированное по хондриту сопоставимо с таковым для кислых эффузивов кособродской толщи, при более высоких содержаниях всех РЗЭ. Таким образом, обобщая вышеприведенные данные, вулканиты краснокаменной толщи, скорее всего, отвечают образованиям тыловых зон активных континентальных окраин Андского типа.

В образованиях толщи выделено несколько литологических разновидностей пород, для каждой из которых была проведена отдельная статистическая обработка результатов спектральных анализов и выявлены определенные геохимические особенности каждой разновидности пород [130]. Основные вулканиты и их туфы содержат высокие концентрации меди и свинца, чуть в меньших количествах отмечаются содержания цинка, серебра, вольфрама, олова, никеля, кобальта, хрома, ванадия и титана. Дациты и их вулканические аналоги обогащены свинцом, молибденом, и в меньшей степени – цинком, серебром, мышьяком, вольфрамом, оловом и барием. Туфопесчаники, туфы кислого состава обогащены медью, серебром, в меньшей степени – цинком, свинцом, мышьяком, молибденом и никелем. Высокая дисперсия для всех литологических разновидностей у марганца, титана, бария; для основных пород отмечается повышенная дисперсия у меди, цинка, стронция и циркония. В пределах краснокаменной толщи выделены многочисленные локальные и площадные геохимические аномалии полиметаллической, золоторудной и медно-молибденовой специализаций. По всем вышеперечисленным признакам можно сделать вывод, что отложения краснокаменной толщи в геохимическом отношении имеют золоторудную, медно-молибденовую, медно-цинковую (колчеданную) и редкометалльную специализацию.

Образования толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (хлорит-эпидотовая, биотит-хлоритовая, карбонат-хлоритовая субфации). В образованиях толщи известны месторождения и проявления железа, марганца, а также наличие меди и золота. В корях выветривания повышенное содержание золота и урана.

Возраст толщи принят условно по геологическим построениям и согласно Легенде Южно-Уральской серии.

Базальт-андезитовая толща (D_3ba) развита в юго-восточной и северо-восточной частях площади работ в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. На листе N-41-ХІІІ выделена при проведении ГДП-50 [169] как «чабанская толща» и была названа по одноименному поселку. Образования толщи представлены трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами, реже трахиандезибазальтами, их туфами, андезитами, ксенотуфами, редко тефроидами, прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов. Эти породы слабо обнажены, но вскрыты скважинами колонкового бурения. Взаимоотношения с нижележащими образованиями кособродской и еманжелинской толщ – несогласные, как и верхняя граница с образованиями карбона.

Нижняя часть разреза базальт-андезитовой толщи вскрыта скважиной 27 [169], расположенной западнее пос. Целинный. Здесь сверху вниз наблюдаются:

- 0,0–32,6 м – глинистая кора выветривания по базальтам;
- 32,6–121,9 м – базальты порфиновые плагиоклаз-пироксеновые, уралитизированные;
- 121,9–128,0 м – андезибазальты порфирующие плагиоклазовые, с прожилками кварца, кальцита, эпидота, магнетита;
- 128,0–156,0 м – базальты порфирующие плагиоклаз-пироксеновые, часто миндалекаменные, уралитизиро-

ванные и хлоритизированные;

156,0–170,9 м – переслаивание туфов тонкообломочных до крупнообломочных базальтового состава. В обломках базальты порфиновые пироксен-плагиоклазовые;

170,9–225,3 м – туфы литокристаллокластические базальтового состава псаммито-алевритовой размерности, темно-зеленого цвета, с прожилками кальцита, с редким магнетитом;

225,3–242,7 м – переслаивание туфов базальтового состава алевритовой, алевро-псаммитовой, псаммитовой размерности зеленовато-серого и темно-серого цвета, с редкой вкрапленностью пирита, с прожилками кальцита, реже эпидота;

242,7–268,9 м – базальты порфиновые пироксеновые, темно-серого цвета, пироксен во вкрапленниках нацело хлоритизирован, основная масса неравномерно биотизирована, карбонатизирована, хлоритизирована;

268,9–303,8 м – порода спилитовидная с гематитом по лейкократовым микробазальтам, карбонатизированная, зеленовато-серого цвета, с очень редкой вкрапленностью пирита.

Мощность описанного разреза 303,8 м.

Общая мощность базальт-андезитовой толщи до 1 000 м.

Базальты имеют массивные, флюидальные, часто миндалекаменные текстуры, порфировые и микропорфировые структуры. В порфировых выделениях наблюдается уралитизированный пироксен, замещенный актинолитом (до 8,0 мм), таблитчатый плагиоклаз (альбит, олигоклаз) размером 0,5–2,0 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой) – игольчатый актинолит и лейстовидный плагиоклаз, размером 0,1–0,4 мм. Повсеместно присутствуют карбонат, хлорит и эпидот, часто – биотит. Акцессорные: сфен, циркон, рутил, апатит. Рудные – магнетит, пирит, лейкоксен, иногда пирротин [130].

Породы толщи по плотности имеют разнос от 2,74 г/см³ (андезиты, туфы) до 2,96 г/см³ (пироксеновые базальты). Вулканыты большей частью обладают магнитной восприимчивостью от 50 до 8 000·10⁻⁵ ед. СИ, причем встречаются сильномагнитные разности (обогащенные магнетитом). Относительной однородностью вулканытов объясняется сложный характер физических полей на площади развития толщи: магнитное поле – положительное, местами несколько дифференцированное; гравитационное поле – в целом повышенное (от 2 до 10 мГал), с локальными положительными и отрицательными аномалиями [130].

Вулканыты толщи относятся к базальт-андезибазальтовой слабодифференцированной формации. Они отвечают (как и краснокаменные) натриевой и калинатриевой петрохимическим сериям и в основном, толеитовой генетической серии. В породах установлены повышенные и высокие содержания Р₂О₅ и щелочей, а также MgO для магнезиальных базальтов. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи, в основном, отвечают толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг [130]. Тренды усеченной дифференциации вулканытов толщи в базальтоидной части близки таковыми для кособродской толщи [130]. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальтоиды толщи близки таковым березиновской и кособродской толщ, отличаясь от них четко выраженным европейским минимумом [130].

Типоморфные элементы-индикаторы образований базальт-андезитовой толщи представлены в следующей ассоциации: медь, цинк, свинец, серебро, мышьяк, молибден, никель, кобальт, хром, ванадий, титан. В меньшей степени проявлены висмут, вольфрам, олово, галлий. По выделенным геохимическим спектрам [130], можно сделать вывод, что образования базальт-андезитовой толщи имеют медно-полиметаллическую специализацию.

Они изменены на уровне фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (актинолит-хлорит-эпидотовая, эпидот-хлоритовая, биотит-хлоритовая, карбонат-хлоритовая субфации). Вулканыты толщи являются благоприятной средой для локализации медного и золото-сульфидного оруденения.

Возраст толщи условно принят позднедевонским на основании геологических построений – породы базальт-андезитовой толщи несогласно залегают на еманжелинской (D₂₋₃) и перекрываются березиновской (C₁) толщами, а также и согласно Легенде Южно-Уральской серии.

ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ–НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Березняковская толща (D₃–C₁br) незначительно развита в крайней восточной части площади доизучения в восточном экзоконтакте Пластовского гранитоидного массива в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Выделена при ГДП-50 (Н. С. Кузнецов, 1995ф) по названию одноименного поселка на территории листа N-41-VIII, где и расположен ее опорный разрез. Образования толщи представлены ксенотуфами, туфами, лавами и кластолавами андезитов, дациандезитов, дацитов, редко риодацитов и риолитов с про-

слои кремнистых туффитов, углисто-кремнистых сланцев, известняков. В пределах площади работ толща вскрыта единичными скважинами. С нижележащими образованиями базальт-андезитовой толщи контакты неизвестны, с вышележащими породами березиновской толщи – несогласные.

Основной объем толщи слагают туфы и ксенотуфы (75 %), псаммито-гравийные до агломератовых. Лавовые фации (20 %), развитые большей частью в низах разреза, приурочены к прижерловым частям палеовулканов [87]. Осадочные породы слагают прослойки мощностью до 20 м.

Мощность березиновской толщи более 1 000 м.

Андезиты, андезидациты и дациты обычно порфиоровые. В порфиоровых выделениях: плагиоклаз таблитчатой формы (0,5–3 мм), большей частью альбит и олигоклаз; кварц округлой формы (0,5–4 мм); роговая обманка шестоватой формы (0,6–6 мм), опациitized. Основная масса гиалопилитовая, микролитовая, фельзитовидная. В туфах и ксенотуфах обломки представлены эффузивами, иногда базальтового состава, разновозрастными известняками, углисто-кремнистыми сланцами и углистыми алевролитами. В породах толщи установлены акцессорные минералы: апатит, циркон, гранат, ставролит и рудные – лейкоксен, гематит, пирит, ильменит.

Радиоактивность всех литологических разновидностей пород равна 3,5–5 мкР/ч, иногда достигая 9 мкР/ч. Породы немагнитны, средняя плотность – $2,73 \cdot 10^3$ кг/м³. Площади их развития отвечает спокойное, большей частью отрицательное магнитное поле. В гравитационном поле они не выделяются [87].

Вулканогенные породы относятся к калиево-натриевой петрохимической серии, к известково-щелочной генетической серии андезитовой формации [87].

Метаморфические изменения пород отвечают фации зеленых сланцев (эпидот-хлоритовая и карбонат-хлоритовая субфации) регионального метаморфизма, иногда интенсивно проработаны процессами метасоматоза (березитовая и кварц-серицитовая формации) и за пределами площади являются рудовмещающими для золото-порфиорового и полиметаллического оруденения [87].

Возраст березиновской толщи определен по фауне на территории листа N-41-VIII [87] и принят как поздний девон, фаменский век–ранний карбон, турнейский век.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Караганская толща (C₁kr) выделена условно при сбивке с соседним листом N-40-XVIII. Развита на крайнем западе площади работ в пределах Сысертско-Амурской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ в виде узкой дугообразной полосы. Выделена В. М. Мосейчуком и др. [115] при ГДП-200 и подготовке к изданию листов N-40-XXIV, N-40-XXX. По данным [87] толща имеет весьма пестрый литологический состав: углеродсодержащие алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты и их слабо метаморфизованные аналоги; туфы и лавы базальтов, реже андезитов и дацитов; аповулканические зеленые сланцы; прослойки кремнистых и известково-кремнистых алевролитов, линзы риолитов. В пределах площади работ обнаженность толщи плохая, ее образования отмечены в единичных обнажениях. Нижний контакт с амурской толщей – предполагается несогласным. Вышележащих образований в пределах территории листа N-41-XIII не установлено.

Мощность толщи – 300–800 м.

По данным предшественников [115] базальты – афировые и порфиоровые умереннощелочные, маложелезистые. TiO₂ – 1,25–2,28 %. Средняя плотность метавулканогенно-осадочных пород – 2,70 г/см³, базальтов – 2,80 г/см³, магнитная восприимчивость первых – $(5-1\ 250) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, вторых – до $113 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев (метаморфогенные минералы – карбонат, кварц, серицит, хлорит, хлоритоид, иногда биотит).

Петрохимический состав песчаников толщи приведен в приложении 8 [130].

Метавулканогенно-осадочные отложения и даже метавулканиты толщи резко обогащены халькофильными элементами: Cu – на 2 порядка, Pb – на порядок, Zn – в два раза и сидерофильными элементами: Co, Ni, Mn – на один-два порядка, Ti и V – в 2–5 раз. В метавулканитах содержания Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Mn близки или заметно выше средних содержаний в базальтоидах [130].

Возраст образований караганской толщи установлен по фаунистическим остаткам юго-западнее площади работ [87] и принят как ранний карбон, турнейский–визейский века.

Сосновская толща (C₁ss) распространена в западной части площади работ в виде узких тектонических блоков, прослеживающихся от южной рамки листа до широты пос. Белово. Толща входит в состав Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (Медведевско-Сухтелинская подзона). Выделена на соседнем с юга листе (N-41-XIX) и получила название по одноименному логу. Она представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами, известняками (в том числе мраморизованными), прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. Обнажена толща слабо и неравномерно, лишь у пос. Кидыш на расстоянии около 2 км по меридиональному участку долины р. Уй наблюдаются коренные выходы карбонатных пород. Кроме того, образования толщи вскрыты скважинами [130]. Взаимоотношения с выше- и нижележащими образованиями тектонические.

В верхах толща сложена известняками и мраморизованными известняками с прослоями алевролитов, полимиктовых мелкозернистых песчаников, с четкой слоистостью, выраженной чередованием полос разноразмерного обломочного материала. Низы толщи представлены переслаиванием мраморизованных известняков, песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, гравелитов, конгломератов с галькой песчаников, известняков. Толща смята в мелкие складки с общим восточным падением.

Геологический разрез сосновской толщи описан по левому берегу р. Уй восточнее пос. Кидыш [130].

Общая мощность толщи 300–750 м.

Гравийные конгломераты, песчаники характеризуются псефито-псаммитовой, псаммитовой структурой, гидрослюдисто-глинисто-карбонатным цементом, в который погружены полуокатанные обломки кремнистых сланцев, базальтоидов, осколки плагиоклаза, амфибола. Сланцы имеют слоистую текстуру, бластопелитовую, микрогранобластовую структуру, состоят из мелких зерен кварца с примесью углистого, глинистого, слюдяного материала.

Плотность конгломератов – 2,69 г/см³, магнитная восприимчивость – 24·10⁻⁵ ед. СИ, песчаников и алевролитов – 2,70 г/см³ и 25·10⁻⁵ ед. СИ, углисто-глинистых сланцев – 2,50 г/см³ и 20·10⁻⁵ ед. СИ, известняков – 2,68 г/см³ и (0–15)·10⁻⁵ ед. СИ. В поле силы тяжести толще отвечает градиентная ступень в +6 мГал – переход от низкоаномального положительного поля, к высококонтрастному положительному [130].

Мраморизованные известняки обогащены SiO₂ и другими окислами за счет глинистой составляющей первичных известняков [130]. В терригенных породах [147] выше кларков осадочных пород содержания Cr, Ti, Cu, Ga, в известняках выше кларков карбонатных пород содержания Ni, Co, Cr, V, Ti, Cu, Ba, Zr.

Возраст толщи устанавливается как турнейско–ранневизейский по определениям органических остатков [130]. Фораминиферы: *Plectogyra spinosa* (N. Tchern.), *P. ex gr. recta* (Lip.), *P. ex gr. latispinalis* (Lip.), *P. ex gr. tuberculata* (Lip.), *P. cf. parakosvensis*, *Earlandia* sp., *Loeblichinae*, *Parathyrammina ex gr. cushmani* Sul., *Hyperammina cf. moderata* Malakh., *Glomospira cf. curiosa* Malakh., *G. cf. irregularis* Moell., *G. pulchra* Mich., *Brunsia spirillinoidea* Grosd. et Glebov., *Ammodiscus* sp. indet., *Endothyra* sp. Кораллы: *Syringopora cf. gigantea* Thomson, *Uralinia cf. multiplex* (Ludwig), *Siphonophyllia cf. spumosa* Gorsky. Криноидеи: *Lamprosterigma cf. mirificum* Moore et Jeffords, *Pentaridica?* sp. Брахиоподы: *Chonetipustula aff. carringtoniana* (Dav.), *Schellwinella* sp., *Schubertella* sp., *Chonetes* sp. (определения Л. И. Кононовой, А. С. Алексеева, А. К. Проскуриной, Н. А. Кучевой, Т. И. Степановой, О. Л. Косовой, А. В. Куриленко).

Березиновская толща (C₁bz) ограниченно распространена в южной, северо-восточной и восточной частях площади работ, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Челябинско-Суондукская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Выделена при проведении ГДП-50 на листе N-41-XXIV. Сложена лавами, лавобрекчиями и туфами трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахириолитов, трахидацитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов, красноцветными и сероцветными ксенотуфами; ортосланцами амфибол-биотит-эпидот-кварц-плагиоклазовыми, сланцами серицит-хлорит-плагиоклаз-кварцевыми; прослоями кремнистых туффитов, глинисто-углисто-кремнистых сланцев. Толща вскрыта единичными скважинами. В пределах площади работ взаимоотношения с нижележащими образованиями не известны, а с перекрывающими – тектонические, либо несогласные. Мощность толщи 500–1 500 м.

Структуры вулканитов большей частью порфиоровые. В порфиоровых выделениях – таблитчатый плагиоклаз (альбит, олигоклаз) размером 0,5–3 мм, опацитизированная роговая обманка (до 3,0 мм) и зерна кварца размером 0,6–1,5 мм. Структуры основной массы – микролитовые, гиалопелитовые, фельзитовые. В породах установлены акцессорные минералы: апатит, флюорит, циркон, ставролит и рудные – гематит, пирит и лейкоксен. В туфах и ксенотуфах обломки

сложены афировыми базальтами, андезитами, андезидацитами, реже известняками и алевролитами.

Характерной особенностью толщи является высокая радиоактивность слагающих ее образований ($10,5\text{--}30$ мкР/ч). Плотность пород в среднем $2,67\text{--}2,70$ г/см³, но в отдельных блоках достигает $2,83$ г/см³. Среди в целом немагнитных пород выделяются и сильномагнитные. В гравитационном поле образования толщи выделяются локальным повышением силы тяжести при расположении среди терригенно-карбонатных пород. В магнитном поле индивидуальной характеристикой не обладают.

Вулканиды относятся к базальт-андезит-дацитово-формации. По многим параметрам они близки образованиям краснокаменной и базальт-андезитовой толщ [130]. По распределению средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, базальтоиды сопоставимы с таковыми тех же краснокаменной и базальт-андезитовой толщ [130]. По совокупности полученных данных, можно предполагать, что толща была сформирована в тыловой зоне активной континентальной окраины Андского типа.

Породы изменены на уровне низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Они являются благоприятной средой для локализации медно-цинково-колчеданного, медно-порфирового и золото-сульфидного оруденения.

Возраст толщи принят, как ранний карбон, турнейский век–ранневизейское время по ее положению в разрезе и согласно Легенде Южно-Уральской серии.

Солнечная толща (C₁sl) развита в западной части площади в виде узкой субмеридиональной полосы шириной 2–4 км и прослеживающейся от южной рамки на север на 50 км. Толща выделена при проведении ГДП-200 листа N-41-VIII [87], здесь же в левом береговом обрыве р. Миасс у пос. Солнечный расположен опорный разрез толщи. Ее образования представлены аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами; сланцами глинистыми и углеродисто-глинистыми; прослоями мраморизованных известняков. Толща плохо обнажена, вскрыта единичными скважинами [130]. Взаимоотношения с нижележащей сосновской толщей в пределах площади работ – тектонические, с вышележащими образованиями – не известны. Мощность толщи 200–800 м.

Песчаники и алевролиты имеют разнозернистые структуры и массивные текстуры. Состоят из среднеокатанных, несортированных зерен кварца, плагиоклаза, кремнистых пород и вулканидов. Цемент глинисто-слюдистый и хлорит-глинисто-слюдистый порового и базально-порового типа. Гравелиты и конгломераты сцементированы пестроцветным песчано-глинистым материалом. В составе пород присутствуют акцессорные минералы: хлорит, кальцит, биотит, мусковит, серицит, амфибол, эпидот, апатит, рутил, циркон, флюорит; рудные – гематит, магнетит, пирит, лейкоксен, хромит.

Породы немагнитны. По плотности они мало отличаются друг от друга ($2,68\text{--}2,70$ г/см³). Особенности потенциальных полей на площади развития пород толщи обусловлены нижележащими образованиями. При большой мощности терригенно-карбонатных отложений толщи они фиксируются локальным понижением силы тяжести.

Петрогеохимические характеристики песчаников солнечной толщи приведены в приложении 8 [130]. Породы изменены на стадии глубинного эпигенеза. В толще известны пункты минерализации графита.

Из терригенных и карбонатных пород определены фораминиферы: *Permodiscus rotundus* (N. Tchern.), *Glomospirella* sp., *Plectogyra* sp. Отпечатки криноидей: *Platycrinites?* sp., *Rhysocamax* sp. Ругоза *Gangamophyllum* cf. *boreale* Gorsky. На основании определений фауны возраст солнечной толщи принимается как ранний карбон, визейский век.

Тугундинская толща (C₁tg) развита в пределах Челябинско-Суундукской подзоны и фрагментарно в восточной части площади, в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Толща выделена при ГДП-200 [87]. Ранее, в пределах листа N-41-XIII, ее образования были отнесены к кукушкинской толще вендского возраста [113, 116], хотя еще раньше предшественники справедливо относили ее к нижнему карбону. Образования толщи представлены известняками, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, часто углистыми, реже конгломератами, гравелитами. Карбонатно-терригенные породы тугундинской толщи изучались в единичных обнажениях и многочисленных скважинах [130]. Взаимоотношения с подстилающими породами несогласные. Контакт с перекрывающими образованиями биргильдинской толщи – согласный.

В пределах площади работ в составе толщи преобладают терригенные породы (до 75 %), карбонатные разности присутствуют большей частью в виде прослоев и маломощных пачек. Мощность толщи до 1 800 м.

Светло-серые до белых аркозовые образования отличаются слабой сортировкой обломочного материала. Чередование грубо-, средне и мелкообломочных пород повсеместно обнаруживает трансгрессивный характер [113]. Преобладающие в составе толщи песчаники связаны с конгломератами постепенными переходами: конгломераты представляют собою породы с базальным псаммитовым цементом, псаммитовый материал по простираению слоев на расстоянии в десятки метров разбавляется крупными обломками вплоть до преобладания, а затем вновь обедняется. Среднезернистые метапесчаники связаны постепенными переходами с гравийными. Обломки в конгломератах и гравелитах представлены кварцем, плагиогранитами, сланцами и гнейсами еремкинской толщи.

В терригенных породах присутствуют: эпидот, хлорит, серицит, карбонат; отмечаются – амфибол, апатит, циркон, биотит, турмалин, сфен, рутил, гранат, ставролит, кианит. Рудные – гематит, лейкоксен, пирит, редко галенит и халькопирит. Химический состав минералов толщи приведен в приложении 11. В коре выветривания песчаников и алевролитов, вскрытой канавой 1, присутствуют единичные знаки золота и самородного цинка.

Образования толщи немагнитны. Наименее плотными являются известняки ($2,61 \text{ г/см}^3$). Плотности терригенных пород близки между собой ($2,70\text{--}2,72 \text{ г/см}^3$). Радиоактивность пород в среднем $7,5 \text{ мкР/ч}$. Участкам развития отложений толщи отвечает пониженное поле силы тяжести. Магнитное поле спокойное, преимущественно отрицательное.

Петрохимические характеристики и содержания РЗЭ пород толщи представлены в приложениях 8 и 9 [130]. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, сланцы толщи сопоставимы с таковыми биргильдинской и булатовской толщ, особенно в части тяжелых лантаноидов для последней, но отличаются четко выраженным европейским максимумом [130].

В песчаниках толщи в повышенных концентрациях относительно кларков (в скобках, г/т) присутствуют [113]: Rb – 108 (60), Th – 6,5 (1,7), Be – 1, Sn – 6,2, Nb – 5, F – 320 (270), на уровне кларковых и ниже присутствуют U – 1,0 (4,5), Sr – 60 (200), Zr – 70 (220), Li – 17 (15), Pb – 6 (7).

В обрамлении гранитоидных интрузий породы толщи изменены на уровне фации зеленых сланцев. В западной части своего распространения, вблизи Светлинского надвига образования толщи интенсивно тектонизированы (брекчирование, катаклаз, милонитизация).

Толща является благоприятной средой для локализации железного, медного, свинцово-цинкового, золото-сульфидного и уранового оруденения.

Особенности формирования осадков тугундинской толщи, зафиксированные в характере наслоения и минеральном составе, указывают на местное происхождение обломочного материала и его слабую транспортировку. Можно полагать, что цирконы, послужившие основой для определения изотопного возраста толщи, возникшей, как показано выше, при денудации более древних образований, содержат значительные количества ксеногенных индивидов. Разброс полученных датировок установлен в интервале от раннего протерозоя до раннего карбона. Из галек гранитов в составе конгломератов толщи в восточной полосе ее развития (восточнее пос. Жуковский) отобраны на возраст монофракции цирконов. В западной полосе (юго-западная окраина пос. Восточный), где также установлены конгломераты с крупными гальками гранитоидов, из последних отобраны монофракции цирконов. По ним в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ проведены определения возраста U-Pb методом (SHRIMP-II). Полученные конкордантные данные $364 \pm 6,7$ млн лет (восточная полоса); $361,3 \pm 6$ млн лет (западная полоса) соответствуют верхнему девону–нижнему карбону, гранитоиды из галек соответствуют плагиогранитам пластовского комплекса [130]. Следовательно, возраст толщи не может быть древнее нижнего карбона.

Вышеизложенные факты позволяют нам датировать эти карбонатно-терригенные образования нижним карбоном (визейский век) и отнести их к тугундинской толще.

Биргильдинская толща (С,бг) широко развита в депрессиях среди гранитоидов Ворламовского, Пластовского, Борисовского и Санарского массивов в пределах Челябинско-Суондукской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ, а также в небольшом объеме представлена в Копейско-Ушкотинской подзоне (той же СФЗ) на крайнем юго-востоке и северо-востоке площади и фрагментарно в Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (в западном экзоконтакте и провисах кровли Степнинского массива). Толща выделена при ГДП-50 [87]. Ближайшими предшественниками образования толщи были введены в состав благодатской и кучинской толщ рифея, что было обосновано метаморфизмом карбонатных пород и якобы наращиванием разреза над еремкинской толщей. Фаунистические находки, определяющие нижний карбон, либо игнорировались, либо на мраморах отрисовывались мелкие участки каменноугольного возраста. При проведении ГДП-200 был проанализиро-

ван ранее полученный материал и получены новые данные, доказывающие визе–серпуховский возраст толщи.

Ее образования представлены известняками мраморизованными белыми и серыми органогенными, иногда с линзами силицитов, мраморами, иногда с амфиболом и биотитом, кальцифирами; прослоями углисто-глинистых, известково-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников. Они вскрыты многочисленными скважинами, изучались в карьерах и обнажениях [130].

Толща согласно залегает на породах тугундинской толщи. Взаимоотношения с вышележащими образованиями ухановской толщи несогласные.

Мощность толщи до 500 м.

Единичными скважинами в составе толщи вскрыты микститовые образования, представленные узкими олистостромами, ограниченными тектоническими нарушениями (Андрее-Юльевский участок). Цементирующая масса в этих микститах представлена теми же мраморами биргильдинской толщи, а обломочный материал сланцами и гнейсами еремкинской толщи и гранитоидами, по-видимому, пластовского комплекса. Обломочный материал не сортирован, часто угловатой формы. Микститовые образования были установлены при ранее проведенных работах [113] и в свое время были включены в состав благодатской толщи рифея.

В большинстве своем мраморы представлены кальцитовыми разностями, в которых содержание CaO доходит до 55–55,9 %. Содержания MgO дают практически непрерывный ряд от наиболее чистого мрамора (десятые и сотые доли MgO) до доломитов с содержаниями MgO до 21 % и CaO 31,5 % [130].

Средняя плотность мраморов $2,7 \text{ г/см}^3$, плотность возрастает на $0,6–0,8 \text{ г/см}^3$ у мраморов с вкрапленностью сульфидов, доломитизированных и амфиболсодержащих. Породы толщи практически немагнитны ($(0–120) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), магнитные разности встречаются среди контактоизмененных мраморов с амфиболом и магнетитом (до $1\ 200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). На картах физических полей над толщей наблюдается спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью $80–100 \text{ нТл}$ с отдельными эпицентрами до $200–300 \text{ нТл}$. В поле силы тяжести толща фиксируется неоднозначно, ей соответствуют слабые относительные понижения и повышения от $+1,5$ до $-1,5–2,5 \text{ мГал}$, что связывается с разной насыщенностью разреза дайками гранитов и развитием рыхлых осадков.

Химический состав карбонатных и терригенных пород биргильдинской толщи приведен в приложении 8 [130]. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, сланцы толщи сопоставимы с таковыми тугундинской толщи, для той и другой характерен четко выраженный европиевый максимум [130].

Метаморфизм пород толщи отвечает зеленосланцевой фации и выражается лишь в перекристаллизации кальцита в карбонатных породах. Локальное распространение мраморов с биотитом, амфиболом и кальцифирами связано с контактовым метаморфизмом вблизи огромных масс гранитоидов варшавского, степнинского и джабыкско-санарского комплексов.

Породы толщи являются благоприятной средой для локализации свинцово-цинкового, бериллиевого, золото-сульфидного и уранового оруденения. Месторождения мрамора.

Возраст определен по находкам фауны в различных местах распространения толщи (Андрее-Юльевский участок, Кочкарский опорный участок, Светлинский карьер, севернее пос. Чернореченского). В результате работ (ГДП-200) [130] собраны и определены фораминиферы: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. ex gr. parapriska* Schlyk., *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella* ex gr. *pteyvae* Raus., *Archaediscus* ex gr. *pauillus* Schlyk., *Palaeotextularia* subfam., *Pachysphaerina pachysphaerica* (Pron.), *Endothyridae* sp., *Bradyina* sp., *Priscella* ex gr. *prisca* (Raus. et Reitl.), *Omphalotis* cf. *tantilla* (Schlyk.), *Globoendothyra* sp., *Cribrostomum* sp., *Tetrataxis* sp., *Septaglomospiranella* cf. *panduliformis* Vdov., *Eoparastaffella* cf. *simplex ovalis* Vdov., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscua* (Gan.), *Planodiscus* sp., *Archaediscus supinus* Post.; криноидеи: *Floricyclis* sp., *Cyclocudex* sp.; конодонты [169]: *Streptognathodus nodulifens* Ellison et Gram. На основании полученных данных возраст биргильдинской толщи принят как ранний карбон, поздневизейское время–серпуховский век.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Ухановская толща (C_{2uh}) незначительно развита в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ, в крайней в юго-восточной части исследуемой территории. Толща выделена при ГДП-200 [87], названа по одноименному поселку. Опорный разрез толщи находится в Ухановском щебеночном карьере (лист N-41-VIII). Представлена полимиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, часто углистыми, с прослоями известняков, иногда углистых.

Взаимоотношения с подстилающими образованиями биргильдинской толщи несогласные.

Терригенные породы слагают верхнюю часть разреза. Обломки в конгломератах представлены осадочными породами, часто известняками с фауной серпухова. Цемент конгломератов песчано-глинистый. Песчаники имеют разнозернистые структуры. Зерна неправильной формы, хорошо окатанные, размером от долей мм до 1,5 мм. Представлены кварцем, плагиоклазом, кремнистыми породами, калиевым полевым шпатом, вулканитами. Цемент песчаников – глинистый и глинисто-карбонатный базального типа. Известняки криноидно-детритовые, мелкокомочковые на спаритовом цементе. Акцессорные минералы в породах – амфибол, гранат, ставролит; рудные – ильменит, пирит, пирротин, хромит. Взаимоотношения с подстилающими породами несогласные.

Плотность пород 2,62–2,68 г/см³, радиоактивность 11 мкР/ч. В гравитационном поле площади развития образований ухановской толщи выделяются локальными понижениями силы тяжести.

Мощность толщи 200–1 000 м.

Вторичные изменения пород отвечают стадии эпигенеза.

В пределах площади работ в конгломератах в гальках известняков найдены и определены [169] фораминиферы: *Eostaffella* sp., *Archaeodiscus pauxillus* Schlyk., *A. cf. grandisculus* Schlyk., *Asteroarchaeodiscus ovoides* Raus. Возраст ухановской толщи принят как средний карбон, московский век.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

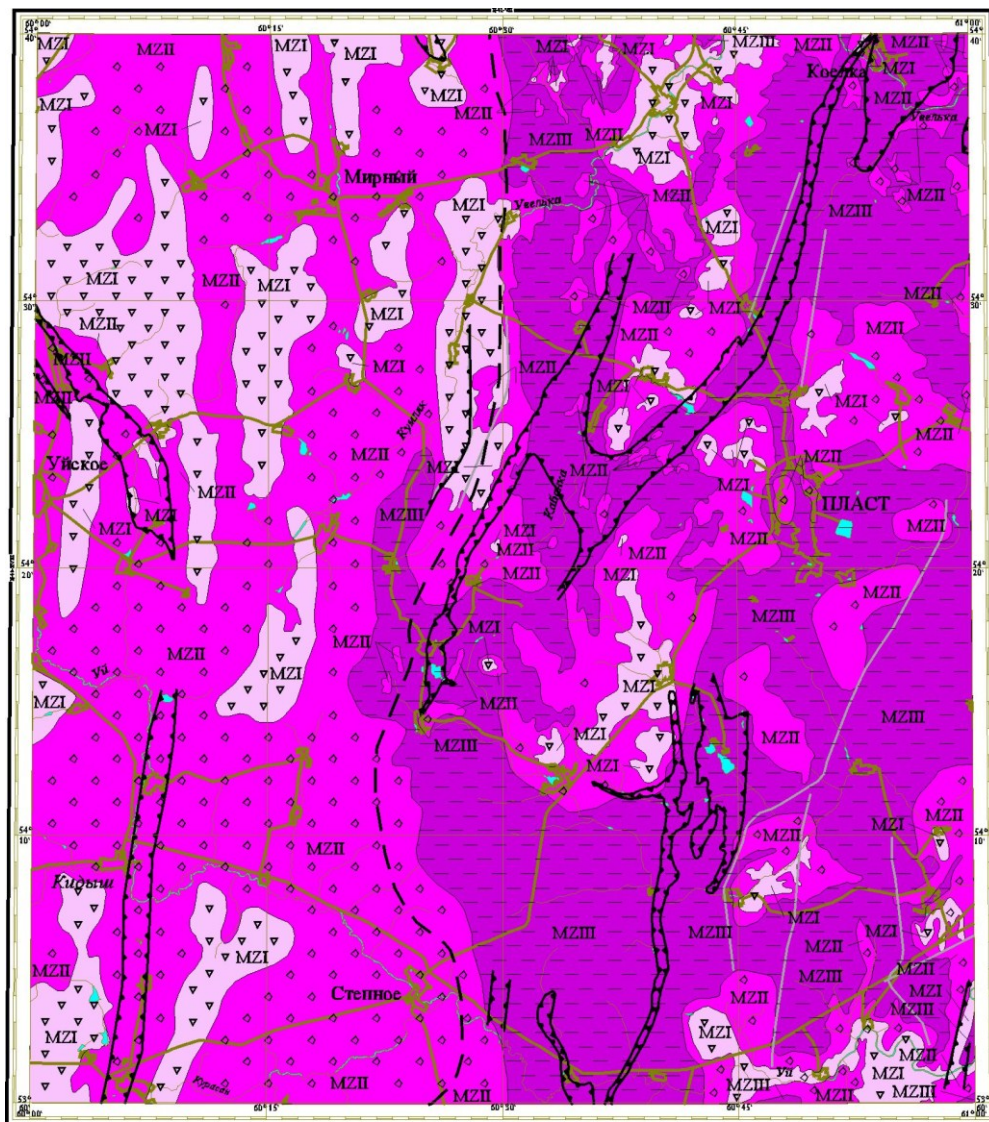
Образования мезозойской эратемы ограниченно распространены на территории листа N-41-ХIII. Они представлены корами выветривания и покровными континентальными отложениями.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Участки открытых кор выветривания слагают мезозойскую эрозионно-денудационную поверхность, а осадки формации коры выветривания образуют аккумулятивные поверхности, имеющие ограниченное распространение. Мощности мезозойских кор варьируют от первых м до 200 м.

Преимущественным развитием на площади пользуются коры остаточного генетического типа, которые по морфологии делятся на площадные и линейные (трещинные); по строению – на простые и сложные; по условиям залегания – на открытые и погребенные (рис. 6). Коры выветривания формировались на водораздельных уровнях и сохранились в понижениях пенеппена и в блоках, испытавших в постмезозойское время незначительные поднятия. Коры выветривания междуречий принадлежат сиаллитному геохимическому типу, в полном профиле которого по степени выветрелости выделяются четыре зоны: дезинтеграции, промежуточного разложения (выщелачивания), глинистая и охристо-глинистая. На поверхность большей частью выведены щебнистые и дресвяно-щебнистые продукты выветривания из зоны дезинтеграции, залегающие на уплощенных вершинах возвышенностей в форме замкнутых изометричных полигонов. Они распространены на большинстве интрузивных массивов площади работ. На пологих склонах возвышенностей залегают глинисто-щебнистые продукты, сохранившие состав и структуру исходных пород. В плане они обрамляют тела дезинтегрированных пород. На более низких уровнях у подножий залегают глинистые коры выветривания, бесструктурные или сохранившие структуру исходных пород. Охристо-глинистая зона представлена редкими и мелкими пятнами.

Глинистые коры выветривания распространены в восточной части площади на междуречьях рр. Каменка, Санарка, Черная, Кабанка. Особенно широко зона глинистых кор представлена в пределах депрессий, где она погребена под мезокайнозойскими рыхлыми отложениями. Минеральный состав, цвет и структура коры выветривания зависят, прежде всего, от состава исходной породы, меньше – от наложенных сингенетических и эпигенетических (постмезозойских) процессов, придающих каждой из зон полного профиля коры зональный характер.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- MZIII Зона глинистых продуктов выветривания
- MZII Зона гидратированных продуктов выветривания (выщелачивание)
- MZI Зона дезинтегрированных продуктов выветривания
- Границы линейного типа кор выветривания
- Границы депрессий
- Унаследованный тектонический разлом

Рис. 6. Схема кор выветривания.

По гранитам, гранитоидам, аркозовым песчаникам развиты белые и пестроцветные светлоокрашенные глины гидрослюдисто-каолинового, реже – каолинового состава. В этом профиле от дезинтегрированных пород к глинистому элювию отчетливо проявляется накопление калия (от 3,97 до 6,82 %) и вынос натрия (от 3,67 до 0,48 %), что объясняется появлением минералов группы монтмориллонита, поглощающих калий и связывается с наложенными процессами в постмезозойское время. Четко выражена зональность в корах выветривания гнейсов и кристаллических сланцах [116]: в зоне глинистых кор выветривания содержание каолина 38 %, гид-

рослюды – 28 %, гидроокислов железа – 11,5 %, кварц – 23 %; в зоне глинистых дресвяников мусковит составляет 58 %, гидрослюда – 25 %, кварц – 16 %. В пелитовой фракции зоны дезинтеграции вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород установлены полевой шпат, амфиболы, гидрослюда, монтмориллонит, в глинистой зоне – каолинит (48 %), гидрослюда (38 %), биотит (7,5 %). По углеродистым сланцам развиты светло-серые каолинит-гидрослюдистые коры выветривания с примесью углеродистого вещества и кварца. Коры выветривания известняков, кварцитов и кремнистых сланцев представлены маломощными образованиями каолинит-кварцевого и кварцевого (маршаллитового) состава. В площадных корях выветривания мощность зоны дезинтеграции достигает 10 м, зоны выщелачивания – до 50 м, глинистой зоны – до 70 м.

Линейные (трещинные) коры выветривания трассируются вдоль зон крупных разломов субмеридионального простирания. Подобно площадным они обнаруживают четко выраженную зональность. Этот тип кор хорошо изучен в районе Светлинского месторождения [116], где они развиваются по карбонат-слюдистым сланцам, по некоторым признакам похожи на аргиллизиты. В составе этих пород содержания характерного рисовидного кварца составляют 20–50 %, каолинита – 42–80 %, монтмориллонита до 12 %, гидратированных слюд – 2–5 %, присутствует карбонат, окисленный пирит. Кварц в глинистой коре выветривания, в отличие от кварца аргиллизитов, корродирован. Состав продуктов охристо-глинистой зоны – гидрогематит-гидрогетит-гидрослюдистый. Общая мощность линейных кор выветривания достигает 200 м.

Контактово-карстовый тип кор выветривания представляет собою разновидность линейного. Он развит в прибортовых частях эрозионно-структурных депрессий, где карстовые процессы проходили в зоне гипергенеза, на контактах силикатных и карбонатных пород, частью – карбонатсодержащих сланцев. При этом развитие карстовых форм и их заполнение происходят одновременно и неразрывно. В результате образуются специфические геологические тела, представленные продуктами различного генезиса, на которые дополнительно накладываются постмезозойские изменения. В основном эти тела сложены пестроцветной мучнистой или глинистой массой с дресвой, щебнем и глыбами жильного кварца, лимонита и других пород. Минеральный состав этих глин каолинит-гидрослюдистый. Контактово-карстовые отложения в тектонических контактах карбонатных толщ тянутся на многие км и известны в районе поселков Светлый, Жуковский, Михайловка и др. Мощность их часто превышает 200 м.

На Пластовской площади коры выветривания перекрыты меловыми осадками, содержащими перемытый материал ранее образовавшихся кор, что служит основанием для их мезозойской датировки. С корами выветривания на площади связаны месторождения золота и каолина (Журавлиный лог).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Образования меловой системы развиты очень ограниченно и представлены континентальными отложениями нижнего и верхнего отделов. Залегают они только в пределах эрозионно-структурных депрессий.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Синарская свита (K_1sn) выделена И. А. Аграновской, А. И. Еремеевой и др. в 1956 г. по р. Синара. Отложения свиты приурочены к Сухтелинской эрозионно-структурной депрессии и тяготеют к полосе развития карстующихся пород, представленных известняками и песчаниками карбонатной сосновской толщи. Развита очень ограниченно: северо-восточнее с. Уйское, южнее и севернее пос. Комсомольский. Выходов на поверхность не имеет. Сложена переслаивающимися каолиновыми глинами пестрой окраски: светло-серой до белой, желтой, розовой, красной, бурой, реже темно-серой и черной; песками кварцевыми разнозернистыми, часто глинистыми, приуроченными к низам разреза. Глины нередко содержат песчаный материал до 30–40 %. Встречаются прослой лигнитовых глин мощностью до 20 см, бурого железняка, часто выветрелого до состояния охр мощностью до 1 м и прослой бокситов красновато-бурого цвета оолитовой структуры. Местами бокситы имеют конгломератовидный облик за счет кремнистых включений черного и красно-бурого цвета округлой формы размером до 1 см. Встречаются каменистые и рыхлые их разновидности. Мощности прослоев колеблются от 5 см до 28,5 м, очень редко до 68 м. По данным литологических анализов глины представлены каолинитом с незначительной примесью гидрослюда. Легкая фракция сложена кварцем, обломками кремнистых пород. В тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы: сидерит (70–90 %) и гидроокислы железа (5–10 %); из устойчивых присутствуют циркон, рутил, лейкоксен, ильменит,

ставролит; неустойчивые представлены минералами группы эпидота и цоизита (до 5 %) [46]. Отложения свиты залегают на размытой поверхности беликовых образований, либо на закарстованной поверхности известняков. Перекрывается осадками верхнего мела, неогена или четвертичными образованиями. Мощность от 14 до 140 м. Возраст отложений свиты принят аптальбским по положению в разрезе, по литологическому сходству с отложениями смежных районов и согласно легенде Южно-Уральской серии.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мысовская свита (K_2ms) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по пос. Мысы в Алапаевском районе. Картируется отдельными, изолированными друг от друга пятнами, располагаясь в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий: Сухтелинской и Кочкарской I. Пространственно связана с нижнемеловыми отложениями и сложена озерно-аллювиальными и озерно-болотными фациями. Выходов на поверхность не имеет. Развита восточнее и юго-западнее д. Маслово, западнее д. Белово, восточнее дд. Уйское и Кидыш и в районе дд. Михайловка, Котлик, Кучино, Светлый. Представлена, в основном, каолинистыми и слюдисто-каолинистыми глинами серого, темно-серого, реже зеленовато-бурого, желтовато-серого цвета, песчанистыми и алевритистыми, с углистым детритом, с остатками лигнитизированной древесины. В нижней части разреза часто преобладают алевриты и пески разнозернистые, серые и зеленовато-серые с примесью гравийно-галечного материала кремнисто-кварцевого состава, иногда с обломками окремненных известняков, кварцитов, бурых железняков. В глинах отмечаются линзы и гнезда сидерита. По данным рентгеноструктурных и термических анализов состав глин существенно каолинистовый – на кривых нагревания каолинистовый минерал характеризуется эндотермическим эффектом при $t=570-580$ °С, экзотермическим эффектом при $t=970-980$ °С. Иногда присутствует гидрослюда: эндотермический эффект при $t=100-180$ °С, экзотермический эффект при $t=900$ °С [151]. Легкая фракция глин представлена кварцем (50–95 %), полевым шпатом (до 0,3 %), слюдой (до 2 %), кремнистыми агрегатами. В тяжелой фракции преобладают химически устойчивые минералы: ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, турмалин, ставролит, хромит, кианит. Залегают свита с размывом на осадках нижнего мела или на закарстованных породах палеозоя. Перекрывается образованиями неогенового или четвертичного возраста. Мощность до 60 м. Возраст отложений свиты устанавливается по положению в разрезе и по находкам и определениям спорово-пыльцевых комплексов [80, 116].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования палеогена на территории листа развиты весьма ограниченно и представлены континентальными осадками куртамышской свиты олигоцена.

ОЛИГОЦЕН

Куртамышская свита (P_3kr) выделена А. П. Сиговым и В. С. Шубом в 1963 г. на р. Куртамыш. Имеет очень ограниченное распространение в восточной половине площади в виде отдельных разрозненных пятен и приурочена к эрозионно-структурным депрессиям. Свита вскрыта многочисленными скважинами в пределах депрессий. Локальные выходы отложений свиты на поверхность наблюдаются в полосе Кучино-Котлик и на участке между пос. Воронино и Светлый. Сложена серыми, темно-серыми и синевато-черными гидрослюдисто-каолинистыми алевритистыми глинами с остатками древесных растений и прослоями лигнитов, с редкими прослоями каолинистых огнеупорных глин; мелкозернистыми кварцевыми песками, часто хорошо отсортированными с редкими прослоями буровато-черных лигнитов. Характерной особенностью отложений свиты является обильная рассеянная минерализация пирита. По данным литологических анализов пелитовая фракция глин представлена в основном гидрослюдой и каолинитом с незначительной примесью гидроокислов железа и редких зерен кварца. Легкая фракция сложена кварцем (80–90 %), чешуйками слюды (20–10 %), марказитом и гумусово-марганцовистыми образованиями. В тяжелой фракции преобладают химически устойчивые минералы: ставролит, кианит, ильменит, циркон, турмалин, рутил. Отмечается значительное количество аутигенных минералов, представленных пиритом и марказитом [84]. Отложения свиты с размывом залегают на образованиях мела или на выветрелых породах фунда-

мента. Перекрываются в основном осадками неогена, реже четвертичными образованиями. Мощность до 70 м. Возраст отложений определяется по спорово-пыльцевым комплексам, представленным пылью покрытосеменных семейства *Betulaceae*; широколиственных *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*; субтропических растений *Ericaceae* sp., *Nissa* sp., *Plex* sp., *Magnolia* sp., *Rhus* sp., *Lingidambar* sp.; отмечена пыльца трав рода *Tricolpopollenites* sp., *T. fallax* Thoms., *Liblarensis* Thoms., *L.* sp.; голосеменных из семейства *Pinacea*, *Tsuga*, *Taxodiaceae* [80, 84, 116]. На основании этих данных и согласно легенде Южно-Уральской серии возраст принят олигоценным.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Нижний–средний подотделы

Наурзумская свита ($N_1^{1-2}nr$) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в районе Наурзумского государственного заповедника в Тургайской впадине. Очень ограниченно развита в западной половине площади и более широко – в восточной, располагаясь, как правило, в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий, наследуемых раннемиоценовыми долинами. Картируется по данным буровых, реже старательских работ. Выходы на дневную поверхность сравнительно редки. Представлена белыми и серыми гидрослюдисто-каолинистыми глинами, вниз по разрезу через переслаивание сменяющимися разнозернистыми кварцевыми, иногда косослоистыми песками, часто глинистыми, с прослоями и линзами гравийно-галечного материала, приуроченного к низам разреза. В верхней части разреза свиты белые глины нередко переходят в пестроцветные. Отдельные разрезы сложены преимущественно песками, в других резко преобладают глинистые фации. По данным литологических анализов пелитовая фракция сложена преимущественно каолинитом и гидрослюдой. В составе легкой фракции преобладает кварц (76–83 %), полевые шпаты (2–4 %), слюды (до 8,5 %), обломки кремнистых пород. В тяжелой фракции преобладают химически устойчивые минералы: ильменит, лейкоксен, кианит, циркон, рутил, ставролит, корунд, турмалин. Неустойчивые минералы составляют в среднем около 6 % и представлены магнетитом, гранатом, эпидотом и роговой обманкой. Из аутигенных присутствуют: пирит, сидерит, гематит [84]. Залегаet с размывом, часто подчеркнутым базальным гравийно-галечным горизонтом. Мощность до 30 м. Возраст устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам [116], на основании литологического сходства с аналогичными отложениями смежных районов и согласно легенде Уральской серии Госгеолкарты-1000/3 и принят как ранне–средний миоцен.

Средний–верхний подотдел

Светлинская свита ($N_1^{2-3}sv$) выделена на восточном склоне Урала и в Зауралье в объеме бывшей аральской свиты. В качестве стратотипа светлинской свиты приняты разрезы, описанные в районе пос. Светлый на территории подчиненной г. Пласт Челябинской области. Наиболее широкое распространение свита имеет в центральной и восточной частях площади: в долине р. Кабанка между пос. Светлый и дд. Кумляк и Воронино, между д. Кучино и пос. Коелга и, в районе г. Пласт, образуя ряд разобщенных субмеридиональных полос и пятен. Часто отложения слагают довольно широкие, преимущественно субмеридионально вытянутые, погребенные миоценовые лога, слабо выраженные в современном рельефе и приуроченные к мезозойским депрессиям. Картируется, в основном, буровыми и горными работами; выходы на дневную поверхность редки. Представлена пестроцветными охристо-желтыми, зеленовато-серыми, красно-бурыми, желто-серыми плотными вязкими неслоистыми монтмориллонитовыми глинами с восковидным блеском, с железисто-марганцовистым бобовником, с гнездами и желваками мелкокристаллического гипса и карбонатными стяжениями. Глины в различной степени запесочены. Нередко содержат прослои и линзы глинистых песков с гравием и галькой кварца и кремней. По данным литологических анализов пелитовая фракция глин состоит преимущественно из монтмориллонита и гидрослюды с подчиненным количеством каолинита. В тяжелой фракции из химически устойчивых минералов присутствуют турмалин (10 %), ильменит (7 %), ставролит (7 %), циркон (5 %), лейкоксен, рутил, дистен; из неустойчивых наблюдаются: эпидот (до 12 %), магнетит, роговая обманка; аутигенные составляют до 48 % и представлены лимонитом и гидроокислами железа [116]. Отличительной особенностью осадков является пестрая окраска, очень большая вязкость и восковидный блеск глин. Благодаря своему

широкому распространению, выдержанности состава и легкой опознаваемости в полевых условиях свита является одним из главных опорных горизонтов в разрезе кайнозойских образований Урала. Залегаet с размывом на более древних образованиях, но иногда с постепенным переходом на отложениях наурзумской свиты. Мощность до 30 м. Возраст свиты принят по положению в разрезе и согласно легенде Южно-Уральской серии.

Верхний подотдел

Жиландинская свита ($N_1^3\text{žl}$) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в Тургайском прогибе по р. Жиланда. Развита очень ограниченно западнее и северо-западнее д. Краснокаменка, юго-западнее и юго-восточнее д. Соколовское, южнее пос. Светлый, в районе пос. Комсомольское. Встречается в виде отдельных локальных пятен и приурочена к склонам, понижениям в рельефе и сухим логом. Вскрыта скважинами и шурфами, выходы на дневную поверхность очень редки. Представлена шоколадно-темно-коричневыми, красно-бурыми, кирпично-красными плотными, вязкими глинами с восковидным блеском, часто известковистыми и гипсоносными, с железисто-марганцовистым бобовником и карбонатными стяжениями. Иногда в основании разреза отмечаются линзы и прослойки песка, изредка со щебнем и галькой кварца. В большинстве случаев подстилается осадками светлинской свиты, имея постепенный переход. Реже залегаet на мезозойских корях выветривания или на породах фундамента. Перекрывается образованиями четвертичного возраста. Мощность до 20 м. Органических остатков в отложениях свиты не обнаружено. Возраст устанавливается по положению в разрезе и согласно легенде Южно-Уральской серии как позднемиоценовый.

ПЛИОЦЕН

Верхний подотдел

Кустанайская свита ($N_2^2\text{ks}$) выделена А. П. Сиговым в 1954 г. в Южном Зауралье и Северном Тургае. Распространена часто в виде небольших изолированных друг от друга площадей, и приурочена к ложбинообразным понижениям и склонам современных речных долин, часто слагая цокольные террасы. Часто пространственно связана с отложениями миоцена. Наблюдается в долинах рр. Кумляк, Кабанка, Увелька. Представлена супесями, глинами бурыми, красновато-бурыми, желтовато-бурыми песчанистыми с прослоями и линзами песков, с железисто-марганцовистым бобовником и карбонатными стяжениями, а также песками полимиктовыми разнотельными глинистыми с прослоями гравийно-галечного материала. Пелитовая фракция глин составляет до 93,6 %, в ее составе устанавливаются изометричные чешуйки гидрослюды, тонкодисперсный каолинит, смешаннослойные минералы монтмориллонит-гидрослюдистого состава, кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, гидроокислы железа [116]. Залегаet на корях выветривания в пределах цокольных террас или на отложениях миоцена в пределах депрессий. Мощность до 20 м. В спорово-пыльцевых комплексах пыльца покрытосеменных растений составляет 86–96 %, голосеменных – от 3 до 14 %; среди первых преобладает пыльца трав – ксерофитов, значительно меньше пыльцы мелколиственных деревьев. Из глин выделены остракоды: *Ilyocypris bella* Sharapova, *I. cypris bradyi* Sars, *Candona* sp., *Candoniella subellipsoida* Sharap., *Limnocythere certa* Jask., *L. cf. flexa* Negadaev [150]. На основании вышесказанного возраст принят как кустанайский горизонт позднего плиоцена.

Звериноголовская свита ($N_2^2\text{zv}$) формирует эрозионно-аккумулятивную террасу р. Тобол. Стратотипом является разрез в районе пос. Звериноголовское в Курганской области. На площади работ, в пределах Зауральского пенеплена, развита очень ограниченно и выполняет древние лога, сопряженные с погребенными палеодолинами, имеющими преимущественно субмеридиональное простирание, и часто наследуемые современными реками. Вскрыта скважинами в логу Муранка, южнее д. Кукушка, южнее д. Котлик. Представлена глинами красновато-коричневыми плотными, алевритистыми каолинит-гидрослюдистыми с гнездами мелкозернистого песка и алеврита, с железисто-марганцовистыми «горошинами» и редким гравием кварца. В основании часто наблюдаются кварцевые галечники с красно-бурым глинистым заполнителем. По результатам гранулометрического и литологического анализов глин, пелитовая фракция составляет 93–94 % и представлена гидрослюдой (35–40 %) и каолинитом (10–12 %). Минеральная примесь состоит из зерен кварца (26–27 %), кальцита (8–14 %) и гидроокислов железа (8–10 %). В легкой фракции присутствуют: кварц (51–58 %), калиевый полевой шпат (12–13 %), кислые плагиоклазы (до 10 %), слюды (8 %), обломки кремнистых пород (2 %). В тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы: эпидот

и цоизит (44–50 %), магнетит (2–3 %), роговая обманка (до 2 %). Из химически устойчивых отмечены ильменит (20–24 %), ставролит (4–5 %), лейкоксен (3–4 %), турмалин, циркон, рутил (до 2 %). Из аутигенных присутствует лимонит (12–14 %) [30]. Залегают с размывом на отложениях неогена или корях выветривания, перекрывается аллювием и делювием кундравинской свиты. Мощность до 10 м. Возраст обосновывается многочисленными находками микротериофауны, раковин пресноводных моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми комплексами [30]. На основании всех биостратиграфических данных возраст звериноголовской свиты устанавливается в объеме аккумуляевского горизонта*.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Стратиграфическое расчленение дается с нижней границей квартера 1,8 млн лет. В пределах площади четвертичные образования развиты повсеместно и имеют различный генезис и возраст.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоцен

Делювий и аллювий (d,ae) распространены в верховьях древних логов на междуречье рр. Малая Увелька–Кышиндык, Кабанка–Санарка, Санарка–Уй. Это самые древние из четвертичных образований на площади листа N-41-XIII. Представлены красно-бурыми глинами с галькой кварца и кремня и с выветрелым щебнем. Состав глин, преимущественно, каолинит-монтмориллонитовый. Залегают они на миоценовых или плиоценовых отложениях и в основном перекрыты покровными суглинками. Мощность образований до 7 м.

Эоплейстоцен–неоплейстоцен, нижнее звено

Лимний (lE–l) выполняет понижения замкнутой формы на водоразделах, тяготеет к речным долинам и распространен, в основном, в западной половине площади западнее и северо-западнее д. Большаково, северо-восточнее пос. Токмасский, юго-западнее д. Белово, севернее д. Кумляк, западнее д. Аминово. Представлен глинами зеленовато-серыми и серовато-коричневыми неяснополосчатыми, мелкопятнистыми с линзами песка. Залегают на породах миоцена, либо на выветрелых породах фундамента. Перекрывается более молодыми озерными образованиями и покровными суглинками.

Мощность их до 30 м. Возраст обосновывается находками остракод (скв. 17 на листе N-41-49-Г) [149]: *Ilyocypris bella* Sharapova, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *L. aff. flexa* Negadaev, *L. ex gr. sharapovae* Schweyer (определения Э. Д. Яскевич) и принят как эоплейстоцен–ранненеоплейстоценовый.

Делювий (dE–l) приурочен к понижениям между возвышенностями, часто к заболоченным верховьям и склонам речных долин. Развита в долине р. Мукаш, западнее с. Никольское, в верховьях и междуречье рек Иматка и Кумляк, в районе пос. Светлый, и в юго-западной части площади. Представлен глинами коричневыми, красновато-коричневыми, песчанистыми неслоистыми, часто уплотненными, с линзами песка и гальки, с железисто-марганцовистыми бобовинами. В основании разреза иногда присутствуют глинистые пески. Подстилается неогеновыми отложениями или различными горизонтами кор выветривания, перекрывается бурыми суглинками и глинами. Мощность до 30 м. Фаунистически не охарактеризован. Возраст устанавливается по положению в разрезе, согласно легенде Южно-Уральской серии и принят как эоплейстоцен–ранненеоплейстоценовый.

Неоплейстоцен, нижнее звено

Кундравинский надгоризонт. Кундравинская свита. *Делювий и аллювий* (d,alkn). Свита выделена В. В. Стефановским в 1990 г., ее стратотип изучен у пос. Кундравинский [30]. Отложения свиты приурочены к верховьям рр. Увелька, Бурия, Кышиндык, Кабанка, Сметанка,

* Аккумуляевский горизонт с хапровской териофауной, после понижения границы квартера до 2,6 млн лет (Постановление..., 2012, вып. 41), отнесен к квартеру; звериноголовская свита с мелкими млекопитающими зоны MN 16b (по Мену), с моллюсками, близкими к кызыл-айгирской фауне и битекейским комплексом остракод остается в верхнем (из двух плиоценовых отделов) плиоцене в кустанайском горизонте.

и их притокам. Залегают свита в погребенных долинах, в верховьях крупных логов, связанных с современной гидросетью на отложениях неогеновой системы или породах фундамента и перекрывается покровными суглинками и делювиальными глинами. Протяженность тел – от 500 м до 7 км, ширина – от 200 м до 1 км. Представлена глинами коричневыми, красновато-коричневыми, красновато-желтовато-коричневыми, вязкими, пластичными, либо серыми и темно-серыми, иногда илистыми, среднеплотными, с гнездами и линзами песка и гравия, с обломками раковин моллюсков, с включениями рыхлых железисто-марганцовистых дробин. По данным литологических анализов пелитовая фракция глин состоит из гидрослюда (75–85 %), каолинита (20–25 %); иногда присутствует смешаннослойный минерал монтмориллонит-гидрослюдистого состава (5–10 %). Легкая фракция представлена кварцем (40–54 %), альбитом (16–30 %), слюдой (2–5 %), кальцитом (3–20 %). В составе тяжелой фракции преобладают минералы неустойчивые при химическом выветривании: эпидот и цоизит (48–54 %), тремолит-актинолит (2–5 %), роговая обманка (1–2 %), магнетит (1–20 %), апатит; из химически устойчивых наблюдаются ильменит (20–35 %), анатаз, хромит, циркон, рутил, турмалин. Аутигенные – лимонит (2–6 %). Палеогеографический коэффициент 0,4–0,7, что является характерным для данных образований [30]. Мощность образований до 15 м. Возраст обосновывается находками раковин пресноводных моллюсков (скв. 65; 70) [116]: *Limnaea palustris* (Mull.) – 8, *Succinea elegans* (Risso) – 2, *Vallonia pulchella* (Mull.) – 1, *Planorbis planorbis* (L.) – 6, *Anisus draparnaldi* (Shepp.) – 10, *Euglesa nitida* (Jen.) – 3 (определения Л. И. Крыловой). Все виды в ископаемом состоянии встречаются в отложениях неоплейстоцена. В ассоциации остракод, наряду с транзитными формами: *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. getica* Masi, *I. gibba* Ramd., *Candoniella albicans* Brady, *C. subellipsoida* Scharap., *C. lunata* Jask., *Cyclocypris laevis* Mull., *Limnocythere grinfeldi* Liep., *L. certa* Jask., *L. vara* Liep., участвуют древние кочковские виды – *Limnocythere ornate* Mand. et Kazm., *L. producta* Jask. (определения С. М. Вицких), присутствие которых характерно для ранне-неоплейстоценовых отложений Урала [30].

Чернореченский горизонт. Чернореченская свита. *Аллювий* (alčr). Стратотипом является разрез в долине р. Черная (правый приток р. Уй) в Чесменском районе [30]. Аллювий залегают в переуглубленных речных долинах района. Свита пересечена скважинами в долинах рр. Увелька, Карасу, Кабанка, Уй, Санарка, и сложена глинами зеленовато-серыми, серыми, темно-серыми песчанистыми и алевролитистыми, иногда илистыми, с растительным детритом, обломками раковин пресноводных моллюсков, полимиктовыми разнозернистыми песками и галечниками, приуроченными к основанию разреза. Легкая фракция песков состоит из кварца (70 %), калиевых полевых шпатов (8 %), альбита (12 %), кальцита (4 %). В тяжелой фракции отложений свиты преобладают химически неустойчивые минералы, что свойственно осадкам неоплейстоцена. Палеогеографический коэффициент 0,18. Залегают с размывом на породах фундамента, перекрывается более молодыми образованиями. Мощность от 5–7 до 15 м. Комплекс пресноводных моллюсков, выделенный из скв. IV-П₇ (на правом берегу р. Черная у пос. Черноречье) и скв. В-60 (на левом берегу р. Увелька близ д. Попово) [30], по заключению Л. И. Крыловой, отличается присутствием термофильных видов *Transversalis caperata* (Mart.), *Valvata sibirica* (Mull.) и относительно редко встречаемых форм – *Valvata (Cincinna) sp.*, *Acroloxus lacustre* (L.), *Euglesa henslovana* Shepp. – вполне отвечает раннему неоплейстоцену. В ассоциации остракод [30], наряду с транзитными формами, участвуют древние кочковские виды – *Ilyocypris manasensis* Mand., *Limnocythere sharapovae* Schw. Спорово-пыльцевые комплексы (определения Л. И. Цыгановой) реконструируют лесные хвойные, сосново-еловые массивы на севере площади в среднем течении р. Увелька [30] и лугостепные ландшафты на юге площади, в долине р. Уй (скв. 251, 232) [80]. Ураново-изотопный возраст пород свиты, развитой в переуглубленной долине р. Кабанка, по аутигенному урану составляет 400–500 тыс. лет (данные Г. А. Шагалова) [30]. На основании приведенных данных возраст свиты устанавливается в объеме чернореченского горизонта нижнего неоплейстоцена.

Неоплейстоцен, среднее звено

Аллювий среднего неоплейстоцена объединенный (all) широко распространен и слагает высокие эрозионно-аккумулятивные террасы в долинах рек Увелька, Каратал, Бурля, Кумляк, Кабанка и Уй. Аллювий представлен глинами серыми, темно-серыми, синевато-серые, коричневыми песчанистыми, иногда илистыми, разнозернистыми песками, часто глинистыми с гравием и галькой кварца, с прослоями песчаных глин и полимиктовыми галечниками в основании разреза. Пелитовая фракция в песках составляет около 4 %, а в глинах от 63 до 85 %; и в составе ее: гидрослюда изометрично-пластинчатая низкой степени совершенства, каолинит совершенной и несовершенной структуры, кварц, полевой шпат, слюды, хлорит. В легкой обломоч-

ной фракции присутствуют кварц бесцветный в угловато-окатанных зернах частично со следами растворения, полевой шпат, плагиоклаз кислый, кальцит в агрегатах, кремни [116]. Залегают образования либо на корях выветривания, либо на коренных породах. Мощность аллювия до 12 м. Возраст устанавливается по положению в разрезе и согласно легенде Южно-Уральской серии и принимается как средний неоплейстоцен.

Неоплейстоцен, среднее–верхнее звенья

Лимний (III–III) заполняет слабо выраженные в современном рельефе погребенные озерные ванны, часто вложенные в более древние озерные образования. Вскрыт скважинами. Распространен в междуречье рек Увелька–Кумляк, в верховьях рр. Карасу, Иматка, Кумляк, Кабанка, Батуровка. Представлен глинами серыми, зеленовато-темно-серыми илистыми и буровато-серыми, серовато-коричневыми, мелкопятнистыми, вязкими, неясно полосчатыми, иногда тонкослоистыми в переслаивании с илистыми полимиктовыми песками, с раковинами моллюсков. Толщина прослоев от 0,01–0,2 до 0,5 см. Залегают на древнечетвертичных озерных образованиях или на осадках миоцена, реже на выветрелых породах фундамента, перекрывается покровными суглинками. Мощность образований до 10 м. Возраст обосновывается по комплексам остракод (скв. 16 [149], скв. 97 [84]) (определения Э. Д. Яскевич) и принимается как средний–верхний неоплейстоцен.

Элювий и делювий (e,dII–III) широко распространены на выложенных вершинах гряд и холмов в западной части площади, и пологих склонах междуречий – в восточной. Формируются путем аккумуляции продуктов физического выветривания процессами плоскостного смыва с повышенных участков. Фрагментарно выступают останцы выветривания, сложенные более крепкими породами. Представлены бурыми и коричневатобурыми глинами и суглинками со щебнем, дресвяными песками, дресвой и щебнем, содержание которого увеличивается к низам разреза. Вниз по склону замещаются отложениями верхнего неоплейстоцена. Налегают образования со стратиграфическим перерывом на любые нижележащие породы. Мощность образований – до 5 м.

Элювий (eII–III) распространен на денудационных поверхностях междуречий и приурочен обычно к вершинам холмов и возвышенностей вблизи коренных выходов дочетвертичных пород. Представляет собой выветрелые коренные породы, измененные до глинистого состояния со щебнем и дресвой выветрелых нижележащих пород. Нижняя граница постепенная. Вниз по склонам элювий фациально замещается элювиально-делювиальными образованиями. Мощность образований до 3,5 м.

Неоплейстоцен, верхнее звено

Аллювий камышиловской террасы (α^k III) прослеживается почти по всем рекам площади и формирует вторую надпойменную аккумулятивную террасу, хорошо выраженную в рельефе, с относительной высотой поверхности от 4–6 м в верхнем течении рек до 8–10 м вниз по течению. Часто обнажается в уступах бортов, вскрывается горными выработками и буровыми скважинами. Характерным является двучленное строение террасы: верхняя часть террасы представлена бурыми и буровато-коричневыми суглинками и глинами; нижняя сложена русловыми и пойменными фациями: буровато-серыми, серыми и темно-серыми глинистыми мелко- и среднезернистыми слоистыми и косослоистыми, преимущественно полевошпат-кварцевыми, песками с прослоями темно-серых песчаных глин, грубозернистого песка, с гравийно-галечным материалом в основании. По данным литологических анализов легкая фракция песков представлена кварцем (39–54 %), полевым шпатом (10–19 %), биотитом (0,14–2 %), карбонатами (0,04–4,5 %), обломки кремнистых и алюмосиликатных пород. В тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы: магнетит, гранат, эпидот, апатит и составляют до 70 % фракции. Устойчивые представлены ильменитом (до 32 %) и хромитом (до 15 %) [149]. Залегают они с размывом на корях выветривания или плотных породах фундамента. В аллювии в темно-серых песчаных глинах (т. н. № 1095, 1100, 1578) найдены и определены Е. Г. Лаптевой спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладает пыльца травянистых растений (90,4 %), среди которых доминирует пыльца злаков (*Poaceae* – 73,7 %), в небольшом количестве встречается пыльца полыней (*Artemisia* – 5,7 %). Содержание пыльцы древесных пород достигает 9,6 %, среди которой встречается пыльца сосны (*Pinus sylvestris*-type), березы (*Betula pubescens*-type), единичные зерна пыльцы ели (*Picea*) и широколиственных пород (*Quercus robur*-type, *Tilia cordata*-type, *Ulmus glabra*-type). По материалам предшественников также известны многочисленные находки моллюсков, остракод и спорово-пыльцевые

комплексы, позволяющие датировать отложения террасы в объеме стрелецкого и ханмейского горизонтов верхнего неоплейстоцена [149, 116]. Мощность до 15 м.

Аллювий режевской террасы ($\alpha'III$) имеет очень ограниченное распространение в долинах рр. Увелька и Уй и, формирует первую надпойменную террасу. Является аккумулятивной с ровной поверхностью и относительной высотой от 2 до 5–7 м. В долине р. Уй терраса сохранилась в бортовых частях долины, где она причленена к отложениям камышловской террасы. В видимой части разреза терраса сложена пойменной и старичной фациями: тонкозернистыми песками и глинами с прослоями ожелезненных песков, погребенными почвами и илами. В основании видимого разреза наблюдаются галечники, принадлежащие верхней части русловой фации. Для отложений характерна темная окраска – от серой до черной. В долине р. Увелька разрез представлен серыми глинистыми песками и алевритами с линзами и прослоями глин, с раковинами моллюсков. По стратиграфическому и геоморфологическому положению возраст аллювия принят как верхненеоплейстоценовый (невьянский и полярноуральский горизонты). Мощность – 8 м.

Полярноуральский горизонт. *Делювий* ($dIIIpu$) развит ограниченно и залегает в верховьях малых притоков и склонах мелких логов. Представлен бурыми, серовато-бурыми суглинками, супесями и песчанистыми глинами, включающими редкий щебень местных пород, плохо окатанную гальку, гравий. Мощность отложений до 5 м.

Североуральский надгоризонт. *Делювий и аллювий* ($d,\alpha IIIsv$) имеют ограниченное распространение в долинах рек Увелька, Кабанка, Каменка. Залегает в верховьях логов, прибортовых частях речных долин. Как правило, в районах распространения наблюдается понижение рельефа, сухие ложбины или болота. Представлен бурыми супесями, суглинками со щебнем, гравием и галькой. Мощность образований до 12 м.

Делювий ($dIIIsv$) имеет широкое распространение на площади, покрывает склоны холмов, возвышенностей и речных долин. Представлен коричневыми, бурыми глинами и суглинками, с выветрелым щебнем и дресвой подстилающих пород и редким гравием. Особенность образований – наличие карбонатных конкреций, иногда карбонатизация по всей массе. Мощность отложений до 12 м. Делювий с размывом налегает на более древние породы. На основании фациального сочленения делювия с отложениями террасы (αIII) возраст делювия – поздний неоплейстоцен.

Аллювий верхнего неоплейстоцена (αIII) объединяет комплексы камышловской и режевской аккумулятивных террас. Часто этот аллювий описывается как камышловский, однако отдельные песчаные разрезы могут быть сопоставлены с режевской террасой. Трудности возникают при геоморфологическом выделении террасовых уровней и отсутствии биостратиграфических критериев расчленения их по возрасту. Аллювий показан преимущественно в верхних и средних течениях рек и по их притокам. Представлен галечниками, желто-бурыми и серыми песками с прослоями алевритистых глин, суглинками. Мощность 12 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Делювий и аллювий* ($d,\alpha Hgr$) развиты в мелких притоках и временных водотоках. Представлены песками глинистыми, суглинками с галькой, гравием и щебнем. Распространены они по всей площади, образуя узкие полосы шириной от 50 до 300 м, протяженностью до 4 км. Мощность образований – до 2 м.

Возраст установлен по спорово-пыльцевым комплексам в точках наблюдения 4502, 4504-1, 4504-2, 4012, 4562, 4117, 4061, 4140, 4229 [113]. Пыльца древесной растительности доминирует над пылью травы. Наибольшее распространение имеет пыльца березы *Betula* sect. *Albae* (50–98 %) и сосны *Pinus sylvestris* L. (24–48 %). Отмечается участие *Picea* sp., *Abies* sp., *Alnus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp. Среди трав представители лугового разнотравья: *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Cruciferae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*, а также всегда присутствуют *Artemisia* sp. Комплекс спор и пыльцы указывают на бореальный период с умеренным климатом и лесостепной растительностью.

Аллювий (αHgr) широко развит по всем современным рекам, ручьям и формирует высокую и низкую пойменные террасы и русла. Аллювий высокой поймы представлен старичной и пойменной фациями с подчиненной им русловой, приуроченной к основанию разреза. Для пойменных фаций характерно тонкое переслаивание песчано-глинистых, илистых, песчаных и гравийных отложений с прослоями погребенного гумусового материала. Прослой часто не выдержанные, линзовидной формы, иногда с хорошо заметной кривой слоистостью. Песчаные глины темно-бурого, буровато-коричневого, реже синевато-серого цвета; пески серые, темно-серые от мелко- до среднезернистых с галькой и гравием полимиктового состава. С глубиной количество

песка и галечно-гравийного материала увеличивается до 60–70 %, в базальном горизонте отмечаются валунно-галечные отложения. Мощность аллювия высокой поймы достигает 5 м. Низкая пойма формируется и в настоящее время. В ее разрезах преобладают русловые и пойменные фации, представленные в основном песками и галечниками. Мощность аллювия низкой поймы не больше 1,5–2 м. Русловые отложения представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой, реже песками и песчано-илистыми осадками. Аллювий залегает на отложениях режевской или камышловской террас, в которые он вложен или на дочетвертичных образованиях. Мощность до 10 м. Голоценовый возраст аллювия пойм установлен В. В. Стефановским [30] на основании находок фауны, флоры и радиоуглеродных датировок.

Лимний (lHgr) имеет очень ограниченное распространение на площади, приурочен к верховьям р. Бурля и левого притока р. Кабанка. Сложен серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песками, алевритами и донными осадками, представленными илистыми глинами и илами с растительным детритом. Мощность образований до 2 м.

Палюстрий (plHgr) наблюдается чаще всего в верховьях рек, ручьев или вблизи них, в отшнурованных от рек небольших водоемах. Представлен илистыми глинами, часто песчанистыми темно-серыми до черных, серо-бурыми торфоподобными глинами, илами, торфом. Мощность до 5 м.

Техногенные образования (tHgr²) широко распространены в районе г. Пласт, у пос. Светлый, у с. Михайловка, с. Коелга. Они слагают отвалы карьеров, золотодобывающих старательских полигонов, гидромониторных работ. Сюда же относятся рекультивированные земли, дорожные насыпи, плотины, дамбы, отстойники, траншеи, дренажные каналы. Образования представлены глыбами, щебнем, дресвой, суглинками и глинам со щебнем местных пород. Мощность до 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования широко распространены и занимают около 60 % территории листа N-41-ХШ, время их формирования – от среднего венда до ранней перми. В состав интрузивных комплексов входят породы от ультраосновного до кислого состава, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках и имеющие различную геохимическую специализацию.

СРЕДНЕРИФЕЙСКО–ВЕРХНЕВЕНДСКИЙ (RF₂–V₂) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

ПОЗДНЕВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Западнокочкаровский комплекс метагаббро-ультрамафитовый (ΣV_2zk) представлен ультрамафитами нерасчлененными (апогарцбургитовыми, аподунитовыми, реже апоперцолитовыми серпентинитами антигоритовыми и хризотиловыми); тальковыми, тальк-магнезитовыми, антигорит-оливиновыми, тальк-оливиновыми, энстатит-оливиновыми, тальк-тремолит-актинолитовыми породами, амфиболитами, метагабброидами; клинопироксенитами, горнблендитами.

К комплексу относятся Чемпаловский массив, расположенный в 4 км северо-западнее г. Пласт, и малые метаультрамафитовые тела, залегающие среди метаморфитов еремкинской толщи (V_{1er}) в юго-восточном обрамлении Борисовского плутона в пределах Пластовско-Суондукской СФЗ.

Чемпаловский массив состоит из нескольких разобщенных тел: северного меридионального протяженностью 12 км и двух южных субширотных длиной около 4 км, переходящих к югу в небольшие меридиональные тела. Все они имеют удлинненно-линзовидную форму, ширину 0,2–1,2 км и согласное залегание с вмещающими породами. Северное тело с запада контактирует с осадочными породами тугундинской толщи (C_{1tg}), с востока примыкает к плагиогранитам Коелгинского массива (D₃–C_{1p}). Западный его контакт [84] имеет западное падение под углом 40–60°, восточный – прямолинейный, погружается на запад-северо-запад по аз. 290–300° под углом 75°. Южные тела в виде Z-образной цепочки залегают среди метаморфитов еремкинской толщи (V_{1er}) и клинообразно вдаются в Коелгинский массив и Борисовский плутон. Чемпаловский массив прорывается дайками и малыми телами гранитов джабыкско-санарского комплекса (γP_1ds) с образованием на контакте метасоматических хлорит-тремолитовых и оливин-тремолитовых пород. В магнитном поле массив выделяется положительной аномалией интенсивностью более 400 нТл, в гравитационном – фиксируется понижением поля силы тяжести до –10 мГал.

В составе массива преобладают антигоритовые серпентиниты. В северной его части также распространены тальк-серпентиновые и тальк-карбонатные породы, в южной – отмечаются хризотиловые, хризотил-антигоритовые серпентиниты, хлорит-серпентиновые породы и редкие тела апогаббровых хлорит-актинолитовых метасоматитов [143].

Антигоритовые серпентиниты – массивные голубовато- и зеленовато-серые, с тонковолокнистой, либо перекрестно-пластинчатой микроструктурой. Основная масса породы представлена либо чешуйчатыми, либо тонкопластинчатыми агрегатами антигорита, размером от 1,5–2 до 3–6 мм. Постоянно присутствуют карбонаты (15–30 %), слагающие гнезда и прожилки из мелких идиоморфных кристаллов. Вторичный магнетит образует рассеянную вкрапленность и сгустковые скопления из зерен неправильной формы, а также псевдоморфозы по первичным аксессуарным хромшпинелидам (1–10 %). В большинстве случаев псевдоморфозы крупные (до 1 мм) и имеют унаследованные ксеноморфные очертания, как в альпинотипных гарцбургитах.

В малых телах в экзоконтакте Борисовского плутона отмечаются тальк-оливиновые, тремолит-оливиновые, антигорит-оливиновые породы и серпентиниты по энстатит-оливиновым породам [113]. Их состав характеризуется разным количественным соотношением талька, оливина, антигорита, тремолита, актинолита, хризотила, хлорита, карбоната и магнетита. Породы имеют крупнокристаллическую структуру, обусловленную порфириобластами оливина субпризматической формы размером от 0,5×2 мм до 1×10 см. Оливин замещается α -лизардитом, содержащим обильную тонкозернистую вкрапленность магнетита. Хризотил образует шнуrowидные выделения, антигорит слагает мелкие лучистые пластинки. Бледно-зеленый тремолит образует игольчатые и призматические кристаллы размером до 5 мм, замещающиеся тальком. Хлорит (клинохлор) развивается по антигориту и тремолиту в виде пластинок размером от 0,3 до 2–4 мм [130].

Среди серпентинитов в массиве довольно часто отмечаются горнблендиты, обычно имеющие интрузивные контакты [143]. Горнблендиты имеют бластогаббровую микроструктуру и на 70–85 % сложены зеленой роговой обманкой, образующей идиоморфные призматические кристаллы размером 0,2–0,4 мм. Плагиоклаз (5–25 %) в них обычно замещен пренитом. В породах содержится довольно много сфена (5–15 %), он образует зерна размером 0,05–0,2 мм. В приконтактных частях горнблендиты изменены с образованием осветленных хлорит-актинолитовых, карбонатных метасоматитов.

Плотность серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов варьирует в пределах 2,5–2,86 г/см³, достигая 3,0–3,2 г/см³ у энстатит-оливиновых пород. Магнитная восприимчивость пород – (2 000–8 650)·10⁻⁵ ед. СИ.

На петрохимической диаграмме А-S [130] первичный состав серпентинитов Чемпаловского массива соответствует гарцбургитам. Они характеризуются низкими содержаниями окиси титана (0,05–0,32 %), алюминия (1,4–2,9 %), кальция (0,56–1,14 %), суммы щелочей (0,14–0,6 %) и низкой железистостью ($f=5,8-10$). Горнблендиты содержат 1,8–2,0 % TiO₂, 3,2–4,6 % суммы щелочей и 15,6–16,5 % Al₂O₃, не отличаясь тем самым от основных пород офиолитовой ассоциации.

По результатам приближенно-полуколичественного спектрального анализа [130] в ультрамафитах комплекса установлены вышекларковые содержания ($n \cdot 10^{-3} \%$): Ni (300), Cr (300–500), V (5–15), Ti (50–500), Cu (5–20), Zn (7–10), As (1–5), Mo (0,1–0,2), Ba (10), Sr (10). Распределение РЗЭ в ультрамафитах [130] в целом характеризуется уровнем близким к хондритовому. Часть графиков имеет практически прямолинейный вид и наличие положительной/отрицательной Eu – аномалии, либо ее отсутствие. Для другой части графиков свойственна ломаная скачкообразная линия тренда, что можно объяснить интенсивной метаморфизмом пород.

Породы комплекса претерпели процесс метаморфизма в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации, в результате чего на месте альпинотипных ультрамафитов образовались энстатит-оливиновые, тальк-оливиновые, антигорит-оливиновые породы и антигоритовые серпентиниты. При последующем кремнекислом метасоматозе по антигоритовым серпентинитам возникли тальковые и тальк-карбонатные породы.

Потенциальная рудоносность ультрамафитов комплекса определяется наличием хромовой и тальковой минерализации. Кроме того, коры выветривания серпентинитов являются золото- и никеленосными.

Абсолютный возраст пород Чемпаловского массива ранее не определялся. В результате проведенного авторами U-Pb SHRIMP-II исследования цирконов [130] из апопироксенитового серпентинита (обн. 5000-22 в 4,5 км севернее г. Пласт, восточнее пос. Кочкарь), были получены следующие цифры: 2 078 млн лет (PR₁ – вероятно, возраст протолита, из которого формировались ультрамафиты), 545 млн лет (V₂ – время становления массива), 304 млн лет (C₃ – время метаморфических преобразований). Согласно полученным датировкам западнокочкарский комплекс имеет средневендский возраст и его породы следует относить к метаморфизованным рифтогенным офиолитам, сформировавшимся в стадию континентального рифтогенеза.

ПОЗДНЕВЕНДСКО–СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (V₂–C₂) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Еремкинский комплекс гнейсогранитовый (g_γ-C_{2em}) представлен гнейсогранитами, гранитами биотитовыми гнейсовидными мезократовыми и лейкократовыми.

Комплекс выделяется впервые [130]. К нему относятся Еремкинский и Котликский массивы,

находящиеся в пределах Пластовско-Суундукской СФЗ.

Еремкинский массив расположен в 2 км к северо-востоку от пос. Воронино, имеет эллипсоидную форму и небольшие размеры (2×3,5 км). Он прорывает гнейсы еремкинской толщи (V_{1er}), представляя собой [116] куполовидную структуру с падением западных контактов на запад (под углом 25–53°), восточных – на восток (под углом 35–40°). Котликский массив находится в районе пос. Котлик, имеет вытянутую в меридиональном направлении овалообразную форму и длину около 9 км при ширине до 2 км. На востоке он согласно прорывает породы еремкинской толщи, на западе перекрывается песчаниками тугундинской толщи (C_{1tg}). Массивам соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью –20–100 нТл и отрицательные аномалии поля силы тяжести интенсивностью –10–20 мГал.

Строение массивов довольно однородное. Сложены они светло-серыми, желтовато- и розовато-серыми среднезернистыми порфиризовидными гнейсовидными гранитами, переходящими в краевых зонах в гнейсограниты. Основная масса пород сложена плагиоклазом (25–35 %), микроклином (25–40 %), кварцем (20–30 %), биотитом (1–7 %) и мусковитом (2–3 %). Микроструктура лепидогранобластовая, порфиризовидная. Порфиризовидные выделения представлены уплощенными зернами микроклина и кварца, размером от 1 до 4 мм в количестве 10–15 %. Микроклин имеет выраженную двойниковую решетку и насыщен лентовидными пертитовыми вростками альбита. Плагиоклаз – полисинтетически сдвойникованный олигоклаз (№ 16–30) и альбит-олигоклаз (№ 9–15) слагает таблитчатые зерна, замещающиеся серицитом и эпидотом. Кварц и микроклин в основной массе ксеноморфные. Мелкочешуйчатый бурый биотит ориентирован в одном направлении, обуславливая гнейсовидную текстуру. Мусковит слагает отдельные чешуйки, либо развивается по биотиту. В мусковитизированных гранитах количество мусковита может достигать 15 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, турмалином, редко гранатом. Граниты характеризуются низкой магнитной восприимчивостью – (2–96)·10⁻⁵ ед. СИ, плотность составляет – 2,51–2,6 г/см³.

По химическому составу породы комплекса отвечают нормальнощелочным гранитам натриевой серии [130]. Усредненные данные силикатных анализов показывают низкую титанистость и повышенную натриевость, характерную для этих пород. В геохимическом спектре гранитов установлены вышекларковые содержания (n·10⁻³ %): Ni (1,5–5), Co (0,7–3), Cr (50–100), Cu (3–150), Ag (0,01–0,02), As (1), Mo (0,5–1), W (0,5–1), Be (0,15–0,3), Ga (3–5). Графики нормированного распределения РЗЭ [130] характеризуются слабым фракционированием (La/Yb=1,6–4,1) с преобладанием содержаний легких РЗЭ и отрицательной Eu – аномалией. Такой характер распределения отражает коровое палингенное происхождение гранитов.

Комплекс относится к гранитовой формации. В корах выветривания гранитов отмечаются повышенные содержания золота.

Имеющиеся в работах предшественников К-Аг датировки гранитов Еремкинского (358±4 млн лет [84]) и Котликского (314±30, 343±20 млн лет [116]) массивов указывают на их ранне-среднекаменноугольный возраст. Нами были проведены геохронологические исследования U-Pb SHRIMP-II методом двух проб, взятых с Еремкинского массива (обн. 786 и 786-35, расположенные в 4,5 км северо-восточнее пос. Воронино) [130]: возраст гранат-биотитовых гнейсогранитов составил 506 млн лет (Є₂), гнейсовидных гранитов – 589 и 525 млн лет (Є). Согласно полученным данным был выделен новый еремкинский комплекс среднекембрийского возраста, который, по-видимому, является следствием кадомской тектономагматической активизации древней платформы.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО–РАННЕДЕВОНСКИЙ (Є₃–D₁) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Куликовский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый представлен породами двух фаз: *первая* (vσO₂kl₁) – серпентиниты апогарцбургитовые, аподунитовые, аполерцолитовые, оливин-антигоритовые породы; *вторая фаза* (vO₂₋₃kl₂) – габбро разномзернистые, метагаббро, верлиты и клинопироксениты.

Комплекс развит в пределах Сысертско-Амурской и Медведевско-Сухтелинской подзон Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. К нему относятся Аминевский массив, Ларинская, Беловская, Уйская, Магадеевская, Кукушкинская группы серпентинитовых тел, небольшие серпентинитовые тела южнее Ключевского плутона и габброиды Кумлякского плутона.

Ларинская группа расположена на северо-западе площади в районе Ларинского гранитного массива. Беловская группа включает тела, цепочкой протягивающиеся от пос. Маслово на северо-западе до юго-восточной границы Вандышевского массива. Уйская группа протягивается вдоль восточного контакта Уйского гранитного массива. Магадеевская группа объединяет тела серпентинитов, располагающиеся к западу, юго-западу, северо-востоку и юго-востоку от пос. Магадеево. Кукушкинская группа включает тела серпентинитов, тектонически совмещенные с гранитоидами Кумлякского плутона (P_1st) и протягивающиеся с севера на юг от пос. Кукушка до пос. Лесной. Размер наиболее крупных тел по простиранию составляет 4–8 км, при ширине 0,5–1,0 км. Все серпентинитовые тела имеют линзовидную форму и залегают преимущественно среди образований булатовской (S_1-D_1bl), солнечной (C_1sl) и шеметовской (O_3sm) толщ. Контакты тел [27] практически везде тектонические, вертикальные и крутопадающие. Контактных изменений вмещающих пород нет. Сложены тела антигоритовыми серпентинитами, среди которых иногда отмечаются габбро и клинопироксениты. Серпентиниты в той или иной степени карбонатизированы, местами превращены в тальково-хлоритовые и тальковые сланцы. В магнитном поле им соответствуют положительные аномалии интенсивностью 100–400 нТл, в поле силы тяжести они не выделяются.

Наиболее представительным массивом комплекса на данной площади является Аминевский, находящийся в 2 км северо-западнее д. Аминеве. В плане массив представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело шириной до 2,5 км и длиной 10 км. В северной части он срезается гранитами Вандышевского массива, на юге – резко выклинивается. Вмещающими породами являются вулканогенные и осадочные образования краснокаменной (D_3kr) и солнечной (C_1sl) толщ. В строении массива выделяется две части, разделенные тектоническими нарушениями: северная – менее измененная (серпентинитовая) и южная – интенсивно переработанная гидротермальными процессами, сложенная серпентин-карбонатными, карбонатными (лиственитами) и тальк-карбонатными породами. Северная часть массива характеризуется положительными аномалиями магнитного и гравиметрового полей, южная часть – отрицательными аномалиями физических полей. По данным [149] вертикальная мощность массива – 500 м.

В северной части массива преимущественным развитием пользуются массивные антигоритовые серпентиниты [143]. Они характеризуются тонкопластинчатой структурой, массивной, местами петельчатой текстурой, обусловленной наличием сети просечек пылевидного магнетита. Антигорит образует сноповидные агрегаты и отдельные пластинчатые выделения. Реликтовые минералы представлены клинопироксеном (до 20 %) и оливином, реже отмечается бастит по ортопироксену. Акцессорный хромшпинелид (до 1 %) образует идиоморфные изометричные зерна размером 0,3–0,5 мм. Среднее содержание магнетита – 3–5 %. Породы, как правило, карбонатизированы, оталькованы и хлоритизированы.

Среди серпентинитов в северной и юго-восточной частях Аминевского массива картируются два линзовидных тела площадью около 1–1,5 км², сложенные габбро, верлитами и клинопироксенитами второй фазы. Габброиды – меланократовые темно-зеленые, мезократовые зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, в той или иной степени измененные. Микроструктура габбровая. Содержание основного плагиоклаза варьирует от 15 % (в меланократовых габбро) до 60 % (в мезократовых разностях). Темноцветные минералы представлены клинопироксеном (диопсидом), роговой обманкой, редкими зернами ромбического пироксена и реликтового оливина, вторичными актинолитом, тремолитом и хлоритом. Плагиоклаз замещается соссюритом, эпидотом, реже – карбонатом. Пироксен полностью замещен светло-зеленым амфиболом типа актинолит-тремолита, иногда, как и роговая обманка – хлоритом. Акцессорные минералы представлены сфеном (до 1 %), магнетитом (до 1 %), хромшпинелидом, единичными зернами апатита и граната. Аналогичными габброидами сложена северо-западная часть Кумлякского плутона. Они прорываются граносиенитами и дайками гранитов степнинского комплекса (P_1st).

В верлитах и клинопироксенитах Аминевского массива пироксен представлен преимущественно моноклинной, в малом количестве ромбической разностями. Он, как правило, слабо затронут вторичными изменениями, замещаясь амфиболом актинолит-тремолитового ряда или эпидот-хлоритовым агрегатом. Оливин псевдоморфно замещен серпентином, образующим перекрещенно-тонкопластинчатую структуру. Судя по морфологии серпентиновых агрегатов, зерна оливина имели округлые очертания и размеры от долей мм до 1,5–2 мм. Иногда наблюдаются заливообразные внедрения серпентиновых агрегатов в зерна клинопироксена и пойкилитовые включения. В незначительных количествах присутствует плагиоклаз, который чаще всего замещен тонкозернистым агрегатом хлорита, эпидота и пренита [143].

Серпентин-карбонатные породы южной части Аминевского массива имеют мелкозернистую структуру и сланцеватую текстуру. Породы на 40–70 % сложены карбонатом, в различных количествах присутствуют антигорит (до 30 %), тальк (до 25 %), актинолит (0–5 %), тремолит (0–

3 %), хлорит (0–10 %).

Плотность ультрамафитов комплекса – 2,57–2,86 г/см³, реже 3,17–3,31 г/см³; магнитная восприимчивость от $(19–925) \cdot 10^{-5}$ до $(2\ 400–8\ 850) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Плотность габброидов, верлитов и пироксенитов – 2,87–3,34 г/см³, магнитная восприимчивость – $(9–50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Радиоактивность габброидов – 5–10 мкР/ч.

По химическому составу [130] ультрабазиты комплекса соответствуют породам офиолитовой ассоциации. Они характеризуются низкой железистостью (6,6–13,75 %), низкими содержаниями Al₂O₃ (1,1–2,9 %), CaO (0,09–0,28 %, до 11 % – в верлитах), TiO₂ (0,04–0,2 %) и суммы щелочей (до 0,2–0,94 %). На петрохимической диаграмме A-S точки составов ультрабазитов отвечают породам ряда лерцолит–гарцбургит–дунит. Габброиды и клинопироксениты комплекса, как и серпентиниты, низкотитанистые (0,2–1,1 %), низкожелезистые (6,0–9,6 %), низкощелочные (1,45–4,6 %) и соответствуют породам офиолитовой ассоциации.

Серпентиниты комплекса характеризуются вышекларковыми содержаниями (в $n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (300), Cr (300–400), V (5–20), Ti (50–150), Sc (1,5–4), Cu (5–30), Zn (5–15), Pb (0,3–2), As (1–5), Ba (10–15), Sr (10–15). В габброидах и клинопироксенитах выше кларковых содержания (в $n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (30–100), Co (5–10), Cr (50–300), Cu (15–20), As (1–5).

Графики распределения РЗЭ [130] для ультрабазитов Аминевского массива имеют разнообразную конфигурацию и уровень близкий к хондритовому. V-образные графики характеризуются Eu-минимумом и постепенным ростом K_N от La к Lu, либо снижением содержаний в группе ЛРЗЭ от La к Sm и ростом в группе ТРЗЭ от Gd к Lu. Λ-образный график имеет Eu-максимум и постепенный рост от La к Lu. Уровень дифференциации РЗЭ в габброидах немного выше серпентинитового, здесь наблюдается рост содержаний в группе ЛРЗЭ от La к Sm, Eu-максимум и слабая степень дифференциации в группе ТРЗЭ.

По петрохимическим особенностям пород комплекс можно отнести к альпинотипной габбро-дунит-гарцбургитовой формации. С его ультрамафитами связано хромитовое, магнетитовое, золотое, асбестовое и тальковое оруденение. В корях выветривания серпентинитов отмечается повышенное содержание никеля.

В результате работ по подготовке к изданию листа N-41-XIII возраст комплекса определен по цирконам U-Pb методом (SHRIMP-II) (обн. 6023, 6024 и 6025): 339±5 млн лет – по-видимому возраст метаморфизма пород, 424±3 млн лет – раннесилурийский возраст близкий к истинному, 1 230–1 947 млн лет – возраст «захваченных» цирконов, вероятно характеризующих возраст протолита. Кроме того, находки [113] обломков и галек серпентинитов среди вулканогенно-осадочных пород шеметовской толщи (O₃šm) позволяют говорить о допознеордовикском возрасте комплекса. И наконец, ультрамафиты и габброиды куликовского комплекса сопоставимы с таковыми чебаркульско-казбаевского и дружининского комплексов возраст которых в настоящее время определен изотопными методами как средний–поздний ордовик. Таким образом, анализируя выше сказанное, возраст образований комплекса принимается средне-позднеордовикским.

Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый представлен породами двух фаз: *первая* (vσO₂čk₁) – серпентиниты апогарцбургитовые, аподунитовые, апопироксенитовые антигоритовые; тальковые, тальк-магнезитовые породы; *вторая фаза* (vO₂₋₃čk₂) – габбро разнозернистые, долериты.

Комплекс развит в пределах Челябинско-Суундукской и Копейско-Ушкотинской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. К нему относятся серпентинитовые тела, залегающие в экзоконтактах Борисовского, Санарского плутонов и Западно-Чернореченского массива, Баштауский габбровый массив и тела габброидов западнее Борисовского Плутона, а также мелкие тела габброидов в восточном экзоконтакте Каменского массива гранитоидов.

Серпентинитовые тела имеют линзовидную форму, залегают согласно с вмещающими породами еремкинской (V₁er), биргильдинской (C₁bg) и саргазинской (O₁₋₂sr) толщ. Протяженность тел варьирует от нескольких десятков метров до 1,4–2,4 км, мощность от одного метра до 200–600 м. В магнитном поле им соответствуют локальные положительные аномалии, в поле силы тяжести они не проявляются из-за малых размеров. Тела сложены преимущественно апогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами, реже отмечаются аподунитовые и апопироксенитовые разности. Состоят серпентиниты из антигорита, бастита, реликтов оливина и клинопироксена, магнетита и аксессуарного хромшпинелида. Постоянно присутствуют тальк, тремолит, актинолит, хлорит и карбонат в различных соотношениях.

Тела габбро имеют линзо- и пластообразную форму, протяженность от 0,1–0,2 до 1–7 км и мощность от 10–20 м до 0,5–1 км. Они локализованы в метаморфитах еремкинской толщи и по данным [116], на их контактах отмечаются зоны интенсивного рассланцевания и милонитов, что свидетельствует о том, что тела габброидов являются бескорневыми, испытавшими текто-

нические перемещения в твердом состоянии. Самым крупным телом габброидов является Баштауский массив, расположенный западнее пос. Радиомайка. Ему соответствует отрицательная аномалия магнитного поля (-200 нТл) и пониженные значения поля силы тяжести (до -20 мГал).

Габброиды Баштауского массива представляют собой темно-зеленые средне-, мелкозернистые породы с массивной или сланцеватой текстурой, как правило, интенсивно измененные. Микроструктура пород гранонематобластовая, в рассланцованных разностях гранолепидонематобластовая, участками габбродолеритовая. Роговая обманка в них низкожелезистая ($f=0,27-0,37$), полностью замещает первичный цветной минерал, в свою очередь по ней развивается актинолит. Очень редко в виде реликтов наблюдается моноклинный пироксен диопсидового состава [130]. Плаггиоклаз частично или полностью замещен соссюритом. В единичных зернах присутствуют кварц, карбонат, хлорит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, ильменит, магнетит.

Плотность серпентинитов – $2,58-2,74$ г/см³, магнитная восприимчивость $3\ 600 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Плотность габбро – $2,93-3,12$ г/см³, магнитная восприимчивость – $(47-56) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [113].

Серпентиниты комплекса характеризуются [124] низкими содержаниями оксидов титана ($0,01-0,08$ %), натрия ($0,07-0,26$ %), калия ($0,04-0,05$ %) и низкой железистостью ($6,62-10,94$ %). Породы второй фазы комплекса соответствуют нормальнощелочным габбро натриевой серии. Для них так же характерны [130] низкие содержания оксида калия ($0,06-0,29$ %), оксида титана ($0,3-2,0$ %) и низкая железистость ($3,8-16,4$ %).

Геохимический спектр габброидов характеризуется вышекларковыми содержаниями ($n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (30), Co (5–10), Cr (в единичных пробах до 30–120), Ge (0,2–0,5), Cu (15–30), Zn (15–20), Mo (0,15–0,2), Be (0,05–0,15) [130].

Распределение РЗЭ [130] для серпентинитов комплекса имеет уровень концентрации немного выше хондритового с $K_N(\text{La и Lu})=1,12-5,7$ и положительной, либо отрицательной Eu аномалией. Графики распределения РЗЭ для габброидов имеют два вида. Первый вид графиков характеризуется снижением содержаний в группе ЛРЗЭ от Sm к La, обогащением тяжелыми РЗЭ на уровне $K_N=2-3$ и европиевым максимумом. Графики второго вида при коэффициентах $K_N(\text{La})=20$ и $K_N(\text{Lu})=12$ имеют практически прямую линию тренда. Подобный характер распределения свойственен габброидам офиолитовой ассоциации.

По петрохимическим особенностям пород комплекс относится к альпинотипной габбро-дунит-гарцбургитовой формации.

Установленный авторами при ГДП-200 Sm-Nd изотопный возраст габброидов (обн. 2031, западнее Борисовского массива, в 10 км к северо-западу от окраины пос. Борисовка) [130], определенный по изохроне плаггиоклаз-пироксен, составляет 480 ± 30 млн лет, что отвечает среднему–позднему ордовику. В результате работ по подготовке к изданию листа N-41-XIII возраст комплекса определен по цирконам U-Pb методом (SHRIMP-II) из габброидов восточнее пос. Каменка (обн. 6034, 6035). По двум разным пробам получены практически одинаковые датировки: $444 \pm 5,4$ млн лет и 444 ± 4 млн лет, что соответствует позднему ордовику. Таким образом, по полученным данным комплекс принят средне-позднеордовикским.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣD_{br}) представлен ультрамафитами нерасчлененными (апогарцбургитовыми, аподунитовыми, реже аполерцолитовыми серпентинитами); тальковыми, тальк-магнезитовыми породами.

К комплексу относятся небольшие линзовидные тела серпентинитов, находящиеся на юго-западе площади в пределах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ. Они приурочены к разрывным нарушениям субмеридионального простирания и локализованы среди пород копаловской (D_{2-3kr}) и арсинской (D_{3an}) толщ. Контакты имеют крутое падение с небольшими отклонениями от вертикального на запад или на восток [46]. Средняя длина серпентинитовых тел – 1–2 км, ширина от 200 до 400 м. Они характеризуются положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 100–400 нТл, в гравитационном поле выделяются небольшими понижениями.

Сложены тела преимущественно апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Породы имеют темно-зеленый, буровато-зеленый цвет, мелкозернистую, реже порфирибластовую структуру и сланцеватую, либо массивную текстуру. Состав пород практически мономинеральный: антигорит (до 95 %), магнетит, измененный хромшпинелид, карбонат, тальк. Часто наблюдаются псевдоморфозы серпентина по ортопироксену и очень редко – незамещенные

реликты энстатита. Структура в шлифах – сноповидно-чешуйчатая, пламенеvidная. В серпентинитах с порфириобластовой структурой основная масса породы сложена мелкочешуйчатым антигоритом, среди которого выделяются крупные (1,5×0,8 мм) пластинки антигорита (являющиеся, вероятно, псевдоморфозами по вкрапленникам). Часто порфириобласты окружены оторочкой поперечно-волокнистого серпентина [46]. Магнитная восприимчивость серпентинитов меняется от $14 \cdot 10^{-5}$ до $5\,630 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, плотность – 2,3–2,9 г/см³ [46].

Метасоматические образования по ультрамафитам представлены в основном тальковыми, тальк-карбонатными, кварц-карбонат-тальковыми породами, реже – хлорит-тремолит-(актинолит)-тальковыми, тальк-хлоритовыми, антофиллит-тальковыми и др. Их минеральный состав переменный: тальк (до 80 %), карбонаты – магнезит, доломит, брейнерит, кальцит (до 30–40 %, редко до 70 % в лиственитах), хлорит (4–8 %), кварц (5–7 %, в лиственитах до 70 %), фуксит (до 20 % в лиственитах), амфиболы – тремолит-актинолит, антофиллит (изредка до 100 %). Отмечается примесь магнетита (до 5 %), пирита, редко встречаются реликтовые зерна апатита, рутила, хромшпинелидов [115].

По данным [115], для серпентинитов комплекса характерны очень низкие содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,15\text{--}0,3$ %), TiO_2 (0,02–0,08 %), CaO (0,1–0,7 %). Они обладают повышенными концентрациями Cr ($(100\text{--}500) \cdot 10^{-3}$ %) и Ni ($(200\text{--}300) \cdot 10^{-3}$ %), низкими концентрациями – Co, Ti (менее $10 \cdot 10^{-3}$ %) и редких элементов.

Комплекс относится к дунит-гарцбургитовой формации. Возраст комплекса принят в соответствии с Южно-Уральской серийной легендой – раннедевонским.

РАННЕДЕВОНСКО–СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ (D₁–C₂) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Краснокаменский комплекс габбро-сиенитовый представлен породами двух фаз: *первая* ($\epsilon\text{vD}_3\text{kk}_1$) – габбро умереннощелочные; *вторая* ($\xi\text{D}_3\text{kk}_2$) – сиениты.

Породы слагают Краснокаменский и Соколовский массивы, а также серию небольших сиенитовых тел к западу от пос. Краснокаменка в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ.

Краснокаменский массив имеет в плане близкую к изометричной форму и относительно небольшие размеры – 3×3,6 км. Он прорывает породы краснокаменской толщи (D₃kr), образуя обширную скарново-магнетитовую зону диаметром около 7 км [27]. Массив имеет двухфазное строение: габброиды первой фазы слагают тело (0,8×1 км) в северной части массива, основную часть массива составляют сиениты второй фазы. Соколовский массив имеет близкие размеры (4×3 км) и почти овальную форму, также сложен сиенитами и небольшими телами габбро. Массив прорывает породы булатовской толщи (S₁–D₁bl), ороговиковывая их в зоне контакта. По данным [151], западный контакт массива падает на запад под углом 60°, а восточный на восток под углом 70–75°. Вблизи контакта сиениты содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород. В целом массивам свойственны понижения магнитного поля (–200–300 нТл) и положительные значения поля силы тяжести (10–20 мГал).

Габбро первой фазы на 50 % состоит из эпидотизированного плагиоклаза, густоокрашенного сине-зеленого амфибола (45 %), хлорита (до 2 %), магнетита (2 %), апатита (2 %). Сиениты второй фазы – массивные, среднезернистые и крупнозернистые породы, иногда порфириовидные. Состоят из калиевого полевого шпата (40–60 %), плагиоклаза (30–50 %), биотита (5–10 %), роговой обманки (до 5 %), кварца (до 5 %) [113]. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные пертитовые вроски альбита, как правило, пелитизирован. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу и олигоклаз-андезину № 27–30, замещается тонкочешуйчатым агрегатом эпидота, серицита и биотита. Роговая обманка имеет железистость ниже, чем у биотита, обычно замещается эпидотом. Акцессорные минералы в породах представлены апатитом, сфеном, магнетитом, титаномагнетитом и лейкоксенном.

Габбро слабомагнитны – $(41\text{--}68) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, плотность – 3,09 г/см³; сиениты практически немагнитны – $(1\text{--}46) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность – 2,69 г/см³ [151].

По химическому составу [130] габбро первой фазы относятся к нормальнощелочному ряду натриевой серии. Они обладают низкими содержаниями TiO_2 , суммарного железа, CaO и повышенными содержаниями Na_2O . Сиениты второй фазы соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Им свойственны низкая титанистость и высокая глиноземистость. В породах комплекса отмечаются вышекларковые содержания ($n \cdot 10^{-3}$ %): Co (2), Cr (15–50), V (15), Sc (0,5–0,7), Cu (7–10), Zn (10), Pb (3), Ba (70–100).

Графики нормированного распределения РЗЭ [130] характеризуются отчетливо выраженным накоплением содержаний ЛРЗЭ от Sm ($K_N=22,4-31,9$) к La (61–77,9), слабой дифференцированностью ТРЗЭ на уровне $K_N=8-10$ и отсутствием Eu аномалий. Судя по характеру распределения РЗЭ, породы формировались в условиях континентальной окраины.

По петрохимическим характеристикам [130] породы комплекса являются производными толеитовой магмы повышенной щелочности и относятся к габбро-сиенитовой формации [36]. Потенциальная рудоносность комплекса определяется наличием проявлений железорудной скарново-магнетитовой формации.

По данным предшественников [150], абсолютный возраст сиенитов Краснокаменского массива, определенный К-Аг методом, составляет 247 ± 16 и 303 млн лет, возраст сиенитов Соколовского массива – 323 ± 16 млн лет. Согласно Южно-Уральской серийной легенде возраст комплекса принят позднедевонским.

Краснокаменные субвулканические образования ($\tau\zeta D_3kr$) представлены трахириодацитами, трахириолитами и трахиандезитами, развитыми в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Породы слагают купола и штоки субизометричной в плане формы размером до $0,8\times 2$ км, прорывающие вулканиты краснокаменной (D_3kr) и шеметовской (O_3sm) толщ.

Породы темно-серого цвета порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза и темноцветного минерала. В шлифе структура основной массы фельзитовая, микролитовая, текстура флюидальная. Сложена основная масса микролитами калиевого полевого шпата, плагиоклаза, амфибола (иногда эгирина), характерна пылевидная вкрапленность магнетита. Плагиоклаз во вкрапленниках содержит тонкие антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Магнитная восприимчивость пород колеблется от $4\ 000$ до $7\ 000\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. По петрохимическим параметрам [130] субвулканиты аналогичны породам краснокаменной толщи. Для них характерны повышенные относительно кларковых содержания Ni, Cr, V, Cu, Zn, Mo, As [113]. Субвулканические образования вместе с краснокаменным комплексом и одноименной толщиной образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию позднедевонского возраста.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Пластовский комплекс тоналит-плагиогранитовый представлен породами двух фаз: *первая* ($\gamma\delta D_3-C_1\rho_1$) – гранодиориты, реже кварцевые диориты и биотитовые граниты; *вторая фаза* ($\rho\gamma\delta D_3-C_1\rho_2$) – тоналиты гнейсовидные и массивные, плагиограниты мезо- и лейкократовые, нередко гнейсовидные; дайки плагиогранит-порфиров ($\rho\gamma\pi D_3-C_1\rho_2$), лампрофиров ($\chi D_3-C_1\rho_2$).

Породы комплекса слагают Коелгинский, Пластовский, Западно-Чернореченский массивы, а также участвуют в строении Варламовского и Борисовского плутонов в пределах Челябинско-Суундукской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Массивы в плане имеют удлиненную форму и вытянуты в субмеридиональном направлении на 72 км при ширине 1–10 км. Вертикальная мощность варьирует от 2 до 8 км. Они характеризуются спокойным положительным магнитным полем и ровным отрицательным полем силы тяжести. Коелгинский массив на востоке имеет интрузивный контакт с вмещающими эффузивами базальт-андезитовой толщи (D_3ba) с развитием зон ороговикованных пород мощностью до 300 м. Падение контакта западное под углами $70-85^\circ$. Западный контакт массива тектонический с серпентинитами западно-кочкарского комплекса (ΣV_2zk), в северо-западной части массив погружается под известняки биргильдинской толщи (C_1bg). Пластовский массив с востока и с запада прорывает гнейсы еремкинской толщи (V_1er).

Гранодиориты первой фазы широко развиты в Коелгинском массиве, слагая его северную и центральную части. Это зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, массивные до порфировидных породы, состоящие из плагиоклаза (45–50 %), калиевого полевого шпата (15–20 %), кварца (18–25 %), биотита+роговой обманки (10–12 %). Зерна плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 25–36) призматические полисинтетически сдвойникованные, реже зональные, размером 1–1,5 мм (в порфировидных разностях до 5–6 мм), интенсивно сосюритизированы и серицитизированы. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, реже ортоклазом, размер зерен до 1,5 мм (в гломерах до 2,5–3 мм), пертитизированный, пелитизированный и серицитизированный в центральных частях зерен. Биотит буро-коричневый мелкочешуйчатый (в биотитовых разностях – длинночешуйчатый), часто хлоритизирован. Железистость биотита варьирует от 0,46 до 0,72 [130]. Роговая обманка зелено-бурая мелкопризматическая, низкожелезистая ($f=0,24-0,38$), частично опацитизирована. Кварцевые диориты содержат буро-зеленую частично хлоритизиро-

ванную роговую обманку (20–25 %), плагиоклаз, интенсивно замещенный эпидотом, серицитом, пелитизированный калиевый полевой шпат и мелкоагрегатный кварц.

Преобладающими породами рассматриваемых массивов являются плагиограниты второй фазы – серые, светло-серые породы, обладающие мелко-, среднезернистой структурой, массивной, порфирированной или гнейсовидной текстурой. В их составе: плагиоклаз (60–65 %), кварц (25–30 %), калиевый полевой шпат (2–3 %), биотит±роговая обманка (3–10 %).

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10–18) слагает идиоморфные таблитчато-призматические полисинтетически сдвойникованные зерна, размером от 1–1,5 до 3–4 мм, интенсивно серицитизированные. Калиевый полевой шпат (ортоклаз, реже решетчатый микроклин) образует широкотаблитчатые зерна размером до 3 мм, как правило, пелитизированные. Кварц в породе ксеноморфный, как правило, раскристаллизованный, образует гранобластовые агрегаты мелких зерен в контурах первичных кристаллов.

Биотит слагает одиночные чешуйки (размером 1–1,5 мм), либо образует сгустковые скопления, иногда замещается крупночешуйчатым мусковитом. Редко в шлифах отмечается роговая обманка. В порфирированных плагиогранитах вкрапленники представлены таблитчатыми зональными зернами плагиоклаза размером 2,5–3 мм, центральные части которых частично замещаются эпидотом, карбонатом, серицитом. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, порфирированная.

Акцессорные минералы пород обеих фаз представлены цирконом, апатитом, флюоритом, сфеном, эпидотом, гранатом, рутилом, магнетитом, ильменитом.

Плотность гранодиоритов – 2,62–2,72 г/см³, плагиогранитов – 2,57–2,68 г/см³. Магнитная восприимчивость гранодиоритов составляет (6–20)·10⁻⁵ ед. СИ, плагиогранитов – (0–8)·10⁻⁵ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным гранодиоритам и плагиогранитам с преимущественно натриевым типом щелочности. С ростом кремнекислотности содержания TiO₂ и MgO снижаются, увеличивается глиноземистость [130]. В геохимическом спектре пород отмечаются вышекларковые содержания (n·10⁻³ %): Ni (2–15), Co (0,5–2), Cr (15–90), V (7–15), Cu (3–50), Zn (7–30), Pb (3–10), Ag (0,01–0,05), Mo (до 0,4), Ba (90–300), W в плагиогранитах (0,5–1), Sn в гранитах и плагиогранитах (0,5–1), Be (0,15–0,2), Li в плагиогранитах (до 5–10) [130].

Графики нормированного распределения РЗЭ [130] характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от La (K_N=14,6–229,9) к Lu (K_N=1–6) и отсутствием Eu-аномалии. Подобный тип распределения имеют трондьемиты континентальных окраин. По содержанию Rb (48–133 г/т) и Sr (218–860 г/т) породы комплекса являются производными орогенной андезитовой магмы [29].

Жильная фация комплекса представлена мелкозернистыми плагиогранит-порфирами и лампрофирами (керсантитами). Они образуют дайки мощностью от 0,5 до 10 м северо-западного и северо-восточного простирания, а также – субмеридионального и субширотного.

Характерными породами основного и среднего состава, относимыми к жильным метасоматически преобразованным, являются так называемые «табашки» (лампрофиры). Среди них различают биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые и хлоритовые разновидности. Кроме темноцветных минералов в них присутствует кварц, плагиоклаз, скаполит, карбонаты и сульфиды. В центральной части Пластовского массива «табашки» слагают субширотные крутопадающие дайкообразные тела, сопровождающие золотоносные кварцевые жилы.

Комплекс относится к гранодиорит-плагиогранитовой формации. С ним связано золото-сульфидно-кварцевое и урановое оруденение.

По многочисленным К-Аг датировкам возраст пластовского комплекса определялся предшественниками [169, 151] как раннекаменноугольный. Установленный современным U-Pb SHRIMP-II методом возраст плагиогранитов Пластовского массива, по данным Ферштатера Г. Б. [35], составляет 361±6 млн лет. Наши определения U-Pb SHRIMP-II методом [130] возраста мусковит-биотитовых плагиогранитов Пластовского массива (обн. 627 в 3 км севернее г. Пласт) составляют 360 млн лет (D₃-C₁), 558,4 млн лет (V₁), 1 188 млн лет (RF₁₋₂). U-Pb возраст плагиогранитов Варламовского массива (обн. 1576 в 1,5 км юго-восточнее пос. Демарино) составил 367 (D₃) и 525 (C₁) млн лет. Возраст цирконов из гранодиоритов Коелгинского массива – 374,2 млн лет (D₃). Цирконы с возрастом древнее 374 млн лет, вероятно, являются «захваченными» и отражают возраст исходного субстрата. Исходя из полученных данных, возраст пластовского комплекса принимается позднедевонско-раннекаменноугольным (D₃-C₁).

Биргильдинско-гоминский комплекс диоритовый (δD₃-C₁bt) представлен диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-порфирами.

Комплекс развит в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ.

К нему относятся Зеленодольский массив, а также малые линзовидные тела в районе Центрального и Каменского массивов среди пород кособродской толщи (D_2ks).

Зеленодольский массив расположен в 1–1,5 км восточнее Коелгинского массива. Он имеет овальную в плане форму и вытянут в субмеридиональном направлении на 2,8 км при ширине 0,8 км. Массив характеризуется положительной магнитной аномалией интенсивностью до 100 нТл и гравитационной аномалией интенсивностью 10 мГал. Контакты его с вмещающими породами базальт-андезитовой толщи (D_3ba) интрузивные, крутые, падают под массив. Вблизи контактов вмещающие породы пропилитизированы.

Сложен массив диоритовыми порфиридами и кварцевыми диорит-порфиридами. Породы зеленовато-серого цвета, массивные, с порфирической структурой. Основная масса диоритовых порфиритов состоит из плагиоклаза (55–70 %), роговой обманки (20–30 %) и редких зерен кварца. Вкрапленники представлены этими же минералами и составляют около 50 %. Кварцевые диорит-порфириды состоят из плагиоклаза (40–60 %), роговой обманки (5–25 %), кварца (20 %). Вкрапленники в них составляют 40–60 % и представлены кварцем (2–15 %), плагиоклазом (30–40 %), роговой обманкой (5–15 %). Основная масса пород тонкопризматическизернистая. Плагиоклаз (андезин) частично серицитизирован, роговая обманка хлоритизирована, реже карбонатизирована. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, реже – гранатом, рутилом; рудные – ильменитом, пиритом, халькопиритом. Плотность порфиритов – 2,64–2,77 г/см³, магнитная восприимчивость – $8 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса отвечают кварцевым диоритам нормального ряда с преимущественно калиево-натриевым типом щелочности. По содержанию Rb (37 г/т) и Sr (230 г/т) породы комплекса являются производными толеитовой островодужной и континентальной магмы [169]. Порфирический облик диоритов свидетельствует о гипабиссальной фации глубинности. Комплекс близок к габбро-диорит-плагиогранитовой формации, но отличается от нее отсутствием габбро и плагиогранитов, большим содержанием калия и меньшим – железа, кальция и магния. Поэтому, по мнению некоторых исследователей [6], комплекс следует относить к самостоятельной диоритовой формации островодужного типа. С породами комплекса связаны рудопоявления меди и молибдена медно-порфирического типа. В породах выветривания диоритов повышено содержание золота.

Абсолютный возраст диоритов Зеленодольского массива, определенный К-Аг методом, составляет 298 млн лет, 309 млн лет и 340 ± 27 млн лет, возраст комплекса установлен на площади листа N-41-VIII [87] Rb-Sr методом и отвечает позднему девону – раннему карбону.

Кособродский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый развит в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. В его составе выделяется три фазы: *первая* ($\nu\delta D_3kb_1$) – габбродиориты, реже габбро, иногда гнейсовидные мелкозернистые; *вторая* ($\gamma\delta D_3kb_2$) – тоналиты, гранодиориты роговообманково-биотитовые, реже диориты и кварцевые диориты (δD_3kb_2); *третья фаза* ($\rho\gamma D_3-C_1kb_3$) – плагиограниты, граниты двуслюдяные; дайки плагиогранит-порфиром ($\rho\gamma\pi D_3-C_1kb_3$) и гранит-порфиром ($\gamma\pi D_3-C_1kb_3$).

К комплексу относятся Портнягинский, Кособродский, Чернореченский и Каменский массивы, располагающиеся в юго-восточном углу листа N-41-XIII. Портнягинский и Кособродский массивы в плане имеют изометричную форму и занимают площади 9 и 30 км² соответственно. Чернореченский массив в пределах площади имеет размеры 10×4 км. Каменский массив представлен своей северной половиной и прослеживается к югу от пос. Каменка на 6 км при ширине 5 км. Массивы фиксируются спокойным положительным магнитным полем и отрицательными значениями силы тяжести (до –20 мГал).

Контакты массивов с вмещающими породами кособродской (D_2ks) и базальт-андезитовой (D_3ba) толщ интрузивные с углами падения 60–80° под массивы. Чернореченский массив прорывает породы саргазинской толщи ($O_{1-2}sr$). В восточном экзоконтакте массива наблюдаются ороговикованные породы, представленные кварц-полевошпат-амфиболовыми гнейсами и сланцами.

Габброиды первой фазы слагают небольшие тела (0,2–0,4×1–2,5 км) восточнее Центрального массива (C_1vz) среди кособродской толщи. Породы зеленовато-серые мелко-среднезернистые, массивные. Микроструктура габбровая. Состоят из плагиоклаза (60–65 %) нацело сосюритизированного, пироксена (25–40 %) уралитизированного, хлоритизированной роговой обманки (0–5 %), магнетита, апатита.

Породами второй фазы сложены полностью Портнягинский массив, северная часть Кособродского и южная часть Чернореченского. Тоналиты и гранодиориты – зеленовато-серые, порфирические, участками слабогнейсовидные. Имеют переменный состав (в вес. %): плагиоклаз (40–60), кварц (15–25), калиевый полевой шпат (10–20), роговая обманка±биотит (10–20). Порфирические выделения представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза и редкими зер-

нами микроклина размером до 7 мм. Основная масса мелко-среднезернистая, гипидиоморфно-зернистая. Плагноклаз – олигоклаз № 25–30, часто зональный, что подчеркивается сосюритизацией, серицитизацией и альбитизацией. Кварц с волнистым погасанием, часто перекристаллизованный. Роговая обманка частично замещается хлоритом и эпидотом. Кварцевые диориты отличаются большим содержанием роговой обманки (15–25 %), меньшим содержанием калиевого полевого шпата (до 10 %) и кварца (8–15 %). Акцессорные минералы пород второй фазы: магнетит, сфен, циркон, апатит.

Плагииграниты третьей фазы слагают большую часть Кособродского массива, северную часть Чернореченского, целиком Каменский массив, а также небольшие тела восточнее Пластовского массива. Это светло-серые, розовато-серые массивные, участками слабо гнейсовидные породы с порфирированной структурой. Порфирированные выделения представлены плагноклазом и калиевым полевым шпатом. Структура основной массы мелко-среднезернистая. В ее составе выделяется плагноклаз, микроклин, биотит, кварц, мусковит. Плагноклаз (олигоклаз) интенсивно серицитизирован, калиевый полевой шпат (микроклин) замещается шахматным альбитом, мусковит замещает плагноклаз и биотит. Акцессорные: сфен, циркон, апатит, эпидот, рутил. Плотность плагиигранитов – $2,6\text{--}2,63\text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $500 \cdot 10^3$ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным габбро с калиево-натриевым типом щелочности, нормальнощелочным тоналитам, гранодиоритам и плагиигранитам с натриевым типом. Габброиды отличаются от таковых вознесенского комплекса низкой железистостью ($f=0,4\%$) и низкой титанистостью (0,3–0,5 %). Плагииграниты отличаются меньшим содержанием кремнезема (68–73 %) и высоким содержанием щелочей (6,5–8,5 %). В породах комплекса отмечаются повышенные относительно кларковых содержания Ni, Co, Cr, Cu, Pb и As [113]. По содержанию Rb (54–141 г/т) и Sr (754–1 291 г/т) плагииграниты комплекса [29] являются производными орогенной андезитовой магмы повышенной щелочности. Графики нормированного распределения РЗЭ [130] сходны с графиками пластовского комплекса и характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от La ($K_N=24,3\text{--}68,6$) к Lu ($K_N=0,7\text{--}2,4$) со слабой положительной (отрицательной) Eu-аномалией или ее отсутствием.

Подобный характер распределения свидетельствует о коровом палингенном происхождении пород в условиях континентальной окраины.

Жильные породы представлены мелкозернистыми плагиигранит-порфирами и гранит-порфирами, образующими дайки преимущественно северо-западного простирания.

Комплекс относится к габбро-тоналит-плагиигранитовой формации. С ним связаны проявления золота золото-кварцевой формации.

По данным предшественников [169], K-Ar возраст пород Портнягинского массива составляет 344–377 млн лет, Кособродского – 285–386 млн лет, Каменского – 342–362 млн лет, Чернореченского массива – 312–360 млн лет. Современные Pb/Pb (метод Кобера) определения возраста гранодиоритов Чернореченского массива составляют 360 млн лет [33] и 354 ± 7 млн лет [35]. При подготовке листа к изданию получены датировки Rb-Sr методом по двум пробам (обн. 6040, 6043) 392 ± 35 и 303 ± 31 млн лет. И в том и в другом случае дисперсия очень велика, вследствие чего и возрастной диапазон довольно широкий. Также при подготовке листа к изданию U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам получен возраст диоритов Портнягинского массива, который составил $369,1 \pm 4,5$ млн лет, который является наиболее достоверным. Таким образом, по результатам анализа данных предшественников и по вновь полученным материалам, возраст кособродского комплекса принят позднедевонско–раннекаменноугольным.

РАНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Большаковский комплекс габбро-норитовый ($v, v\beta C, b$) представлен габбро, габброноритами, норитами, габбродолеритами и долеритами; дайками габбродолеритов, долеритов ($v\beta C, b$). Комплекс развит в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. К нему относятся Большаковский массив и небольшие тела в окрестностях пос. Магадеево.

Большаковский массив располагается в 2 км южнее д. Большаково, в плане имеет почти овальную форму и площадь около 50 км^2 . Характеризуется сложной аномалией магнитного поля интенсивностью от 100 до 400 нТл. В гравитационном поле ему соответствует изометричная в плане положительная аномалия интенсивностью 25 мГал. Мощность массива достигает 5–7 км. Он прорывает породы булатовской ($S_1\text{--}D_1bl$) и краснокаменской (D_3kr) толщ. Экзоконтак-

товые изменения выражаются в ороговикании вмещающих пород, ширина зоны – до 600 м.

В строении массива преобладают габбро, реже отмечаются габбронориты и нориты, связанные между собой постепенными переходами. Породы образуют разности от лейкократовых серых, зеленовато-, желтовато-серых до меланократовых темно-зеленых и почти черных. Они обладают мелко-, средне-, крупнозернистой структурой, массивной, реже порфирированной и трахитоидной текстурой. Внутри массива среди габброидов отмечаются ксенолиты пироксен-амфибол-плагиоклазовых роговиков, ороговикованных базальтоидов и неизмененных вулкани-тов вмещающих толщ, размером от нескольких сантиметров до 1,0×0,6 км. Габброиды секутся небольшими (1,0×0,2 км) телами массивных среднезернистых биотитовых гранитов и дайками лейкогранитов варшавского комплекса (γC_{1-2V}). Простираение тел и даек субмеридиональное, реже северо-западное.

Габбро состоит из плагиоклаза (до 60–70 %), пироксена (до 40 %), оливина (0–5 %). Структура – гипидиоморфнозернистая, офитовая, габбровая. Плагиоклаз (андезин № 45–50) образует полисинтетически сдвойникованные таблитчатые зерна размером от 0,5–0,7 до 2–5 мм. Они обычно свежие, редко отмечается частичное замещение соссюритом, эпидотом и цоизитом. Пироксен, преимущественно моноклинный (диопсид), образует таблитчато-призматические зерна, размером 1–1,2 мм, частично или полностью замещается зеленой или зелено-бурой роговой обманкой или биотитом. Биотит коричневый мелкочешуйчатый более железистый, чем роговая обманка [130]. Нередко зерна пироксена обрастают каймой из шестоватых индивидов роговой обманки, создавая келифитовую структуру. Оливин – реликтовый, образует бесцветные изометричные зерна, замещается моноклинным пироксеном. Породы обычно содержат титаномагнетит (до 10 %) и магнетит (до 5 %), реже отмечаются габбро с повышенным содержанием магнетита (10–12 %).

В составе норитов и габброноритов плагиоклаз (до 75 %), пироксен (20–30 %), оливин (до 5 %). По химическому составу плагиоклаз отвечает лабрадору An_{58-70} , пироксены относятся к ряду диопсид-геденбергита и гиперстена [130]. Преимущественным развитием пользуется гиперстен, по нему вдоль спайности развивается красноватый мелкочешуйчатый биотит.

Моноклинный пироксен слагает единичные зерна в норитах и достигает 10 % в габброноритах, частично замещается бурой роговой обманкой и хлоритом. Микроструктура чаще офитовая, реже габбровая.

В порфирированных габброидах порфирированные выделения представлены крупными призматическими зернами полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза размером от 2 до 6 мм. Количество вкрапленников составляет в среднем 15–30 %. Основная масса мелкозернистая (0,02–0,15 мм), сложена плагиоклазом, моноклинным пироксеном, магнетитом и редкими зернами оливина.

Плотность габброидов колеблется от 2,7–2,9 г/см³, реже до 3,03 г/см³, магнитная восприимчивость – от 14 до 4 400·10⁻⁵ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным габброидам ($Na_2O+K_2O=1,9-4,3$). Для них характерно резкое преобладание оксида натрия (1,7–4,0 %) над оксидом калия (0,2–1,3 %) и, соответственно, натриевый тип щелочности, а также высокое содержание TiO_2 (0,59–2,2 %) и P_2O_5 (от 0,02 до 1,0 %). Породы имеют вышекларковые содержания (в $n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (15–20), Co (5–7), Cr (30–70), V (20), Ti (1 000), Mo (0,15–5). Распределение РЗЭ характеризуется высоким уровнем содержаний ($K_N(La)=17,5-63,5$; $K_N(Lu)=5,8-28,9$) и слабым фракционированием – линии трендов полого снижаются от La к Lu. Отмечается слабый европиевый максимум, либо минимум. Такой характер распределения может свидетельствовать о коровом генезисе пород.

Жильная фация комплекса представлена долеритами и габбродолеритами, слагающими многочисленными дайками и малые тела, как в пределах массива, так и во вмещающих породах. Породы меланократовые темно-зеленые, массивные, тонко-мелкозернистые (0,01–0,1 мм) с долеритовой микроструктурой. В их составе выделяется основной призматический полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз, моноклинный пироксен (до 40 %) и бурый биотит (до 10 %). Как и габброиды, долериты имеют высокие содержания TiO_2 (2,2–4,7 %) и P_2O_5 (0,2–0,4 %) [130].

По вещественному и петрохимическому составу комплекс относится к габбро-долеритовой формации, его породы соответствуют производным толеитовой магмы континентальных окраин.

Возраст габбро Большаковского массива, определенный U-Pb SHRIMP-II методом, составляет 344±4 млн лет [35], соответственно комплекс является раннекаменноугольным.

Неплюевский комплекс габбро-диорит-гранитовый на изучаемой площади представлен породами второй и третьей фаз: *вторая фаза* ($\gamma \delta C_{1n_2}$) – гранодиориты, часто гнейсовидные, реже кварцевые диориты биотит-роговообманковые; *третья фаза* (γC_{1n_3}) – граниты биотитовые

среднезернистые.

К комплексу относятся Караталинский массив и Ключевской плутон, располагающиеся у северной границы площади в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ.

Караталинский массив в плане имеет форму овала вытянутого в меридиональном направлении ($6 \times 1,8$ км). Большая его часть сложена гранитами третьей фазы, в восточной части среди которых выделяется небольшое тело гранодиоритов второй фазы. Массив прорывает образования булатовской (S_1-D_1bl) и краснокаменной толщ (D_3kr), слабо ороговиковывая их в зоне контакта. Ему отвечает отрицательная аномалия магнитного поля интенсивностью $-200-300$ нТл и положительное поле силы тяжести (до 20 мГал). Вертикальная мощность массива не превышает $200-300$ м.

Ключевской плутон на Пластовской площади представлен своим южным окончанием, большая его часть находится за пределами листа. По данным [84], плутон сложен диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами второй фазы, которые в восточной части прорываются монцодиоритами степнинского комплекса (P_1st). Контакты диоритов с породами вмещающей булатовской толщи (S_1-D_1bl) интрузивные, наклонены на запад под углами $65-70^\circ$. Плутону отвечает слабо повышенное (до 10 мГал) поле силы тяжести и положительное, местами дифференцированное магнитное поле, интенсивностью до 300 нТл.

Породы второй фазы – серые, зеленовато-серые, массивные, среднезернистые, иногда порфировидные. Состоят из переменных количеств плагиоклаза ($50-75\%$), роговой обманки ($15-25\%$), биотита ($5-20\%$), калиевого полевого шпата ($0-5\%$), кварца ($0-20\%$). Плагиоклаз в них таблитчатый, часто зональный (ядро – андезин № $35-36$, периферия – олигоклаз № $20-25$), в центральных частях замещается эпидот-цоизитовым агрегатом. Роговая обманка замещается биотитом. Калиевый полевой шпат нерешетчатый, иногда содержит тонкие пертиты, слегка пелитизирован. На контакте зерен полевых шпатов наблюдаются мирмекиты. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, иногда слабо порфировидная [84, 113].

Граниты третьей фазы – серые, массивные, среднезернистые, сложены плагиоклазом (олигоклазом № $23-28$) – $25-30\%$, микроклином – $32-42\%$, кварцем – $30-35\%$, биотитом – 3% . Плагиоклаз серицитизирован, микроклин пелитизирован. Структура гипидиоморфнозернистая.

Акцессорные минералы пород обеих фаз представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом, ильменитом, редко – ортитом, рутилом, гранатом, монацитом. Плотность гранодиоритов – $2,70-2,74$ г/см³, гранитов – $2,61$ г/см³. Магнитная восприимчивость пород – $(8-23) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [151].

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным диоритам, гранодиоритам и гранитам с калиево-натриевым (реже натриевым) типом щелочности. В них отмечаются вышекларковые содержания Ni, Zn, Mo, Cr, а в диоритах, кроме того, – Ti и Au [124]. По характеру распределения РЗЭ и соотношению Rb/Sr породы являются производными толеитовой континентальной магмы [124]. Комплекс принадлежит габбро-гранодиорит-гранитовой формации.

Абсолютный возраст диоритов Ключевского плутона в пределах изучаемой площади, определенный К-Аг методом, составляет -266 ± 9 млн лет [84]. Возраст диоритов этого же плутона в пределах соседнего листа N-41-VII (К-Аг метод) – 349 ± 13 млн лет [124]. Согласно Легенде Южно-Уральской серии возраст комплекса принят раннекаменноугольным.

Вознесенский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый развит в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Комплекс трехфазный: *первая фаза* (vC_1vz_1) – габбро, реже габбродиориты; *вторая фаза* (δC_1vz_2) – диориты, реже кварцевые диориты; *третья фаза* ($p\gamma C_1vz_3$) – плагиограниты; дайки плагиогранит-порфиров ($p\gamma\pi C_1vz_3$).

К комплексу относятся Центральный плагиогранитовый массив и небольшие тела габбро, диоритов и плагиогранитов в экзоконтактах Кособродского, Центрального и Каменского массивов, расположенных в юго-восточной части площади.

Габброиды первой фазы отмечаются в северной и северо-восточной экзоконтактовых зонах Каменского массива среди пород базальт-андезитовой (D_3ba) и кособродской (D_2ks) толщ. Они образуют небольшие тела размером от $0,2 \times 1,2$ до $0,6 \times 2,4$ км. Контакты их с вмещающими породами интрузивные, крутые. Взаимоотношения габброидов с породами второй и третьей фаз комплекса можно наблюдать юго-восточнее д. Каменка в скальных выходах по берегам р. Уй [130]. Габбро здесь секутся диоритами и плагиогранитами, на контакте они интенсивно расланцованы и местами превращены в милониты.

Габбро – темно-зеленые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые, частично расланцованные, катаклазированные. Состоят из зонального интенсивно сосюритизированного плагиоклаза ($35-40\%$), в промежутках между которым развиты таблитчатый и призматический зеленый

амфибол, зеленовато-бурый биотит и эпидот. Биотит слагает мелкие чешуйки, железистость которых выше железистости амфибола [130]. Габбродиориты отличаются большим содержанием плагиоклаза (50–70 %) и наличием кварца (1–2 %). Акцессорные минералы габброидов – циркон, сфен, апатит, рутил, ильменит, магнетит (до 2 %), пирит. Апатит по химическому составу фтористый. Микроструктура габброидов – габбровая, лепидогранобластовая.

Средняя плотность габбро – 2,89–2,93 г/см³, магнитная восприимчивость $(8-7483) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 2–5 мкР/ч. Породы часто превращены в биотит-роговообманково-полеошпатовые, роговообманково-эпидот-полевошпатовые породы и сланцы со следами первичной реликтовой структуры, проявленной в различной степени. По данным Шулькина Е. П. [169] и собственным наблюдениям, габбро секутся маломощными дайками плагиогранит-порфиоров кособродского комплекса (D_3-C_1kb).

Диориты и кварцевые диориты второй фазы образуют небольшие тела в восточном экзоконтакте Центрального массива и в северном, северо-восточном и западном экзоконтактах Каменского массива. Размер тел от 0,5×1 до 1×5 км. Контакты тел с вмещающими породами кособродской (D_2ks) и базальт-андезитовой (D_3ba) толщ интрузивные, крутые.

Диориты и кварцевые диориты – зеленовато-серые, массивные, мелко-среднезернистые, таклазироваанные, местами рассланцованные. Структура порфировидная, лепидогранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая. Состав: плагиоклаз слабо сосюритизированный (60–65 %), хлоритизированная роговая обманка (10–30 %), кварц (2–5 %). Кварцевые диориты отличаются большим содержанием кварца (7–20 %) и наличием биотита (до 5 %). Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен (0,5–1 %), рутил; рудные – ильменит, магнетит (1 %), пирит. Плотность диоритов – 2,76 г/см³.

Плагиогранитами третьей фазы сложен полностью Центральный массив и небольшие тела в его восточном экзоконтакте. Массив в плане имеет форму песочных часов, его длина около 10 км, ширина 2–4 км. Ему соответствует положительное магнитное поле интенсивностью 100–400 нТл и отрицательная аномалия поля силы тяжести интенсивностью –10 мГал. Контакты с вмещающей кособродской толщей (D_2ks) интрузивные, но подновлены более поздними тектоническими деформациями. Западный контакт массива падает на восток, восточный контакт крутой. Вертикальная мощность массива – 0,5–2,5 км.

Плагиограниты представляют собой зеленовато-серые, желтовато-серые, светло-серые породы с резко выраженной порфировидной структурой и массивной текстурой. Порфировидные выделения представлены изометричными зернами кварца и призматическими зернами плагиоклаза размером 2–6 мм (в сростках до 1 см). Количество вкрапленников от 30 до 60 %. Основная масса средне-мелкозернистая, сложена частично серицитизированными плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, кварцем и мелкими чешуйками биотита (3–5 %, редко до 10 %) хлоритизированного и частично опациитизированного. Часто кварц образует микропегматитовые вроски в полевоом шпате, придавая породе микрографическую структуру.

Акцессорные минералы плагиогранитов: циркон, апатит, флюорит, рутил, магнетит. Также, по данным [169], в них содержатся знаки ксенотима, монацита, торита, ортита, муассонита, редко шеелита. Плотность плагиогранитов – 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость – $915 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным габбро, диоритам и плагиогранитам, преимущественно с натриевым типом щелочности. На вариационных диаграммах [130] ареалы составов пород достаточно компактны и образуют единые тренды: увеличение суммы щелочей и глиноземистости с ростом кремнезема, а также снижение содержаний оксидов Ti, Al и Mg. Плагиограниты от таковых кособродского и пластовского комплексов отличаются высоким содержанием кремнезема (73,4–78,2 %), пониженным содержанием K₂O (0,4–1,35 %) и щелочей в целом.

В геохимическом спектре габброидов отмечаются вышекларковые содержания ($n \cdot 10^{-3}$ %): Cu (15–20), Zn (15–20), Pb (1,5–3), Ba (40–70), Be (0,07–0,15), в спектре плагиогранитов: Ni (1,0–1,5), Co (0,7–2,0), Cr (15–30), V (7,0–15), Ti (300–500), Cu (5–20), Zn (7,0–10,0), Mo (0,2–0,5), Ba (90–100), Be (0,07–0,15).

Графики нормированного распределения РЗЭ для пород [130] характеризуются отчетливо выраженным накоплением содержаний ЛРЗЭ от Sm ($K_N=11-22$) к La ($K_N=20,3-73,8$) и слабой дифференцированностью ТРЗЭ на уровне $K_N=10-20$. Всем графикам свойственна отрицательная Eu-аномалия.

Содержания Rb (10–97 г/т) и Sr (192–217 г/т) в плагиогранитах Центрального массива [29], свидетельствуют о том, что породы являются производными толеитовой континентальной и островодужной магмы. Графические структуры, порфировидность пород указывают на образование их на небольших глубинах. Это подтверждается температурой начала кристаллизации

Центрального массива, которая по данным [169] составляет 810 °С.

Жильная фация комплекса представлена дайками плагиогранит-порфиоров, распространенными в пределах Центрального массива. Мощность даек до 80×7 м, простирание северо-западное и северо-восточное.

Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. К его кварцевым жилам приурочено вольфрамовое и золотое оруденение, а в корях выветривания пород отмечается повышенное содержание редких земель.

Возраст плагиогранитов Центрального массива, определенный К-Аг варьирует в пределах от 368 до 292 млн лет [151, 169]. В соответствии с Легендой Южно-Уральской серии возраст комплекса принят раннекаменноугольным.

РАННЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Варшавский комплекс гранит-монцолейкогранитовый ($\gamma C_{1-2}V$) представлен гранитами биотитовыми мезократовыми и лейкократовыми, гнейсогранитами; дайками лейкогранитов, пегматитов ($l\gamma, pC_{1-2}V$).

Породы комплекса слагают Ларинский, Первомайский массивы (и малые линзовидные тела в их окружении) в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ и Варламовский, Борисовский, частично Санарский плутоны в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ.

Ларинский и Первомайский массивы располагаются в северо-западном углу площади и имеют относительно небольшие размеры. Ларинский занимает площадь – 1,2×4 км, основная же его часть находится за пределами листа. Первомайский массив имеет размеры 7×2,5 км, полого погружается под вмещающие породы булатовской толщи (S_1-D, bl) под углами 20–45°, мощность массива около 4 км [151]. Массивы характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем и отрицательной аномалией силы тяжести (–20 мГал).

Варламовский плутон находится в районе пос. Варламово в северо-восточной части площади. Плутон вытянут в субмеридиональном направлении на 30 км (на территории листа) при общей ширине до 14 км, имеет неправильную овальную в плане форму. По данным предшественников [116], он представляет собой куполовидную структуру с падением западных контактов на запад (под углом 25–53°), восточных – на восток (под углом 35–40°). Плутону соответствует отрицательное магнитное поле интенсивностью до –100 нТл (с локальными положительными аномалиями, соответствующими породам пластовского комплекса) и отрицательная аномалия поля силы тяжести интенсивностью –10–20 мГал. Борисовский плутон, расположенный южнее Варламовского, также имеет субмеридиональное простирание, размеры его 25×8 км, форма в плане овальная неправильная. Характеризуется положительным магнитным полем интенсивностью до 100–200 нТл и отрицательной аномалией поля силы тяжести (–10–20 мГал). По данным [116], плутон имеет форму купола с падением контактов от массива: западного под углом 70–80°, восточного – 50°. Вмещающими плутоны породами являются плагиогнейсы еремкинской толщи (V, er).

Граниты варшавского комплекса представлены двумя структурными разновидностями – гнейсовидными и порфиоровидными, имеющими между собой постепенные переходы. Гнейсовидные граниты преобладают в Ларинском, Первомайском массивах, Варламовском и Санарском плутонах, преимущественно порфиоровидными гранитами сложен Борисовский плутон. Кроме того, в строении Варламовского и Борисовского плутонов участвуют тела более древнего пластовского ($p\gamma D_3-C, p$) и молодого джабыкско-санарского ($\gamma P_1 ds$) комплексов. В Санарском плутоне породы комплекса слагают эндоконтактовую северо-восточную часть шириной 0,2–3 км и небольшие тела в западной и центральной частях. В краевых частях плутонов граниты постепенно переходят в равномерно-мелкозернистые мусковит-биотитовые гнейсограниты. В Варламовском и Борисовском плутонах среди гранитов отмечаются многочисленные ксенолиты плагиогнейсов еремкинской толщи.

Гнейсовидные граниты представляют собой серые, желтовато-серые породы со среднезернистой структурой. В их составе: плагиоклаз (20–35 %), микроклин (20–40 %), кварц (25–35 %), биотит (3–8 %). Плагиоклаз по составу отвечает альбит-олигоклазу № 8–12 и олигоклазу № 28–30, образует полисинтетически сдвойникованные призматические зерна. Микроклин решетчатый, иногда содержит тонкие микропертитовые вроски, среднее количество которых достигает 5–15 %. Биотит двух видов: бурый мелкочешуйчатый, ориентированный в одном направлении, с которым часто совпадает ориентировка удлиненных зерен кварца; и широколистный, заме-

щающийся мусковитом. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, часто лепидогранобластовая.

Порфиридные граниты имеют серую, розовато-серую, желтоватую окраску, содержат многочисленные вкрапленники белого или розоватого микроклина (до 30–40 %). Основная масса среднезернистая (0,5–1 мм), состоит из плагиоклаза (олигоклаз № 24–29, 25–30 %), микроклина (35–40 %), кварца (30–35 %), биотита (3–10 %). Порфиридные выделения решетчатого микроклина образуют таблитчатые зерна, размером до 1,5 см. Часто они содержат мелкие пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза, реже биотита. Кварц образует скопления из мелких ксеноморфных зерен. Буровато-коричневый биотит слагает мелкие чешуйки с железистостью 0,76–0,78 [130]. Микроструктура пород – порфиробластовая с гранитовой, гранобластовой или аллотриоморфнозернистой структурами основной массы.

Из акцессорных минералов в гранитах содержатся: апатит, циркон, сфен, ортит, гранат, монацит, эпидот, ильменит, магнетит, рутил, редко торит и ксенотим. Вторичные изменения пород выражены серицитизацией плагиоклаза, альбитизацией микроклина, мусковитизацией (0,5–2 %) биотита и плагиоклаза. Плотность пород – 2,5–2,64 г/см³, магнитная восприимчивость – (1–380)·10⁻⁵ ед. СИ.

По химическому составу [130] породы комплекса отвечают гранитам нормальнощелочного ряда (Na₂O+K₂O=6,3–8,5 %), реже умереннощелочного (Na₂O+K₂O=8,6–9,2 %) калиево-натриевой серии. Они содержат 70–73 % кремнезема, возрастающего в лейкократовых разностях до 75 %. На вариационных диаграммах [130] ареалы составов пород достаточно компактны и образуют единые тренды: уменьшение содержаний TiO₂ (с 0,38 до 0,03 %) с ростом кремнезема, а также рост железистости и глиноземистости пород.

По результатам полуколичественного спектрального анализа [130] граниты комплекса имеют вышеклассовые содержания (n·10⁻³ %): Ni (0,7–5), Co (0,7–2), Cr (20–70), Cu (3–15), Zn (7–10), Pb (3–7), As (до 1), Mo (0,15–0,3), Ba (90–150), Sn (0,5–1), Be (0,15–0,2), Li (5–20).

Графики нормированного распределения РЗЭ для гранитов [130] характеризуются значительным обогащением легкими РЗЭ и отрицательной Eu аномалией, что свойственно коллизионным гранитам. Содержание в гранитах Rb (150–250 г/т) и Sr (160–300 г/т) свидетельствует о их принадлежности к орогенному типу магматизма [116]. Первичное отношение изотопов стронция (IR) для гранитов Варламовского массива составляет 0,70801 [5], что соответствует коллизионным палингенным гранитам S-типа.

Жильная серия комплекса представлена многочисленными дайками мелкозернистых лейкогранитов и пегматитов. Положение и взаимоотношения даек можно проследить на примере разреза в западной части Борисовского плутона [130]. Здесь большая часть жил пегматитов падает внутрь плутона под углом 30–50°. Часто они секут более ранние дайки мелкозернистых гранитов.

Особенности состава гранитов определяют принадлежность комплекса к гранит-монцолейкогранитовой формации. Пегматитовые жилы комплекса несут бериллиевую, литиевую и урановую минерализацию.

Многочисленные K-Ar датировки возраста гранитов варшавского комплекса, имеющиеся в работах предшественников, отвечают ранне-среднекаменноугольному времени. Так, по данным [150] граниты Первомайского массива имеют возраст – 329±21 млн лет, граниты Варламовского плутона – 310–346 млн лет [151, 169], Санарского плутона – 314–350 млн лет [146, 151]. Также, определенный Ферштатером Г. Б. современным U-Pb SHRIMP-II методом, возраст Варламовских гранитов составляет – 358±4 млн лет [35]. И U-Pb возраст гранитов Ларинского массива, по данным Жданова А. В. [74], составляет 314 млн лет. Полученные нами результаты датирования U-Pb SHRIMP-II методом гранитов Борисовского массива [130], составляют – 341,1 (обн. 2509-60, расположенное в 3,7 км северо-западнее г. Пласт) и 340, 339,5 млн лет (обн. 1582 в 3 км северо-восточнее пос. Верхняя Санарка). Таким образом, возраст варшавского комплекса принимается как ранне-среднекаменноугольный.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО–РАННЕПЕРМСКИЙ (C₂–P₁) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Полетаевский комплекс гранодиорит-гранитовый (γC₂pl) представлен гранитами биотитовыми, слагающими Увельский массив в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ.

Массив находится в северо-восточном углу площади и представлен своей юго-западной ча-

стью. Ему соответствует спокойное положительное магнитное поле (100–200 нТл) и положительное поле силы тяжести (до 10 мГал). Вмещающими породами являются известняки тугундинской толщи (C_1tg), контакты с которыми резкие интрузивные.

Граниты Увельского массива представляют собой светло-зеленоватые породы с порфировидной среднезернистой структурой и массивной, иногда слабосланцеватой текстурой. В их составе: плагиоклаз (30–32 %), калиевый полевой шпат (25–28 %), кварц (25–30 %), биотит (8–10 %). Порфировидные выделения представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз соответствует олигоклазу № 15–30, часто зональный. Калиевый полевой шпат по составу отвечающий преимущественно микроклину, реже ортоклазу, содержит пертитовые вроски альбита (от 5 до 15 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, корундом, гранатом, монацитом (знаки), магнетитом, ильменитом, пиритом [124]. Вторичные изменения выражены процессами мусковитизации биотита и альбитизации полевых шпатов. Иногда в гранитах биотит нацело замещается мусковитом, образуя мусковитизированные граниты.

Граниты немагнитны, их плотность составляет 2,52–2,62 г/см³, радиоактивность – 18–22 мкР/ч.

По химическому составу [130] породы комплекса соответствуют нормальнощелочным гранитам ($Na_2O+K_2O=6,1-7,7$ %) калиево-натриевой, реже натриевой серии. По данным [124] они имеют вышекларковые содержания Ni, Cr, Pb, Cu, Zn. По характеру распределения РЗЭ гранитоиды комплекса близки к магматитам внутренних частей континентов, а по соотношению Rb/Sr отвечают коллизионным [87]. Комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации.

Абсолютный возраст комплекса, определенный К-Аг методом [169], составляет 315±2 млн лет. В связи с этим и согласно Легенде Южно-Уральской серии комплекс принимается как среднекаменноугольный.

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Степнинский комплекс монцогаббро-граносиенит-гранитовый имеет трехфазное строение: *первая фаза* ($\mu\nu P_1st_1$) – монцогаббро, реже монцогаббродиориты; *вторая фаза* ($\gamma\xi P_1st_2$) – граносиениты амфибол-биотитовые такситовые, гнейсограносиениты, монцодиориты, нередко гнейсовидные; реже граниты крупнозернистые и порфировидные; *третья фаза* (γP_1st_3) – граниты биотитовые, лейкограниты; дайки гранит-порфиров, аплитов ($\gamma\pi, \alpha P_1st_3$).

Комплекс развит в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пельымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. К нему относятся Калиновский, Косогорский, Уйский, Вандышевский, Бирюковский, Степнинский, Стрелецкий массивы, а также Ключевской (восточная часть) и Кумлякский плутоны.

Петротипом комплекса является Степнинский массив, имеющий в плане овальную форму (19×14,5 км) и концентрически-зональное строение [163]. Ему соответствует магнитное поле с характерным кольцевым расположением чередующихся дугообразных положительных и отрицательных аномалий и положительная аномалия силы тяжести интенсивностью до 10 мГал. Центральная часть массива сложена монцодиоритами и граносиенитами второй фазы, среди которых залегают небольшие тела монцогаббро первой фазы. Краевая часть представлена гранитами и лейкогранитами третьей фазы. Кроме этого граниты образуют линейные и дугообразные тела в центральной части, секущие породы первой и второй фаз. Массив прорывает породы березиновской (C_1bz) и биргильдинской (C_1bg) толщ на востоке, вулканы краснокаменной (D_3kr) толщи – на севере, породы биргильдинской и шеметовской толщ ($O_3\check{m}$) – на западе. Контакты погружаются под массив и сопровождаются зонами ороговикования и скарнирования шириной до 2 км. Многочисленные останцы ороговикованных и скарнированных вмещающих пород отмечаются внутри массива. Наиболее крупные из них достигают сотни метров в длину [20] и имеют преимущественно серповидную и пластообразную форму.

Сходным зональным строением обладают Уйский и Вандышевский массивы, относимые предшественниками [113] к самостоятельному раннепермскому кацбахскому комплексу. Они имеют ядро, сложенное породами повышенной основности (граносиенитами, монцодиоритами, сиенитами) и краевые части, представленные гранитами и лейкогранитами. Породы слагают дугообразные в плане тела, которые погружаются к центру массивов.

В магнитном поле Вандышевский массив, аналогично Степнинскому, характеризуется кольцевым расположением чередующихся положительных и отрицательных аномалий. В гравиметровом поле ему отвечает положительная аномалия интенсивностью 10 мГал. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород булатовской толщи (S_1-D_1bl), как и у Степнинского, выражаются

в ороговиковании, мощность зон кварц-эпидот-амфиболовых роговиков варьирует от десятков метров до 750 м.

Ключевской, Кумлякский плутоны и Калиновский, Уйский, Косогорский, Стрелецкий массивы характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем, Бирюковский – положительным. В гравиметровом поле Ключевской и Кумлякский выделяются положительными аномалиями (10 мГал), остальные массивы – понижением поля силы тяжести до –10–20 мГал. Калиновский и Кумлякский, в отличие от Степнинского, имеют пластообразную форму и вытянуты в субмеридиональном направлении. Ключевской плутон сложен монцодиоритами второй фазы, Бирюковский и Кумлякский – породами второй и третьей фазы. Остальные массивы целиком представлены гранитоидами третьей фазы.

Монцогаббро первой фазы – темно-зеленого, почти черного цвета, массивные, нередко пятнистые или полосчатые. Состоят из плагиоклаза (35–60 %), микроклина (5–20 %), роговой обманки (20–30 %), биотита (5–10 %), редких зерен клинопироксена. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, часто монцонитовая. Плагиоклаз слабозональный, центральная часть его соответствует андезину № 35–40, а краевая олигоклазу № 20–27. Микроклин слабо пертитизирован, почти не сдвойникован. Биотит образует агрегатные скопления и сростки с роговой обманкой. Роговая обманка – сине-зеленая, зеленая и буровато-зеленая, практически не изменена, редко замещается биотитом.

Монцодиориты второй фазы – серые, темно-серые породы, обладающие мелко-, среднезернистой структурой и массивной, иногда гнейсовидной текстурой. В их составе плагиоклаз (30–50 %), микроклин (10–20 %), биотит (15–30 %), роговая обманка (10–15 %), кварц (5 %, в кварцевых монцодиоритах – 10–15 %). Микроструктура гипидиоморфнозернистая, реже диоритовая, в гнейсовидных разностях – гранобластовая. Плагиоклаз – таблитчато-призматический зональный и полисинтетически сдвойникованный (№ 25–27, № 12–18). Микроклин ксеноморфный, содержит струйчатые пертиты, на границе с плагиоклазом образует мирмекиты. Роговая обманка образует призматические зерна и имеет железистость ($f=0,53-0,69$) ниже чем у биотита. Биотит буровато-коричневый мелкочешуйчатый с железистостью $f=0,65-0,71$. Кварц ксеноморфный, выполняет промежутки между минералами [130].

Преобладающими породами в комплексе являются граносиениты. Это желтоватые, розовато-желтоватые породы, неравнозернистые (от мелко-, среднезернистых до порфиоровидных), массивные. В составе (в вес. %): микроклин (40–45), плагиоклаз (30), кварц (20–25), биотит (3–10). Плагиоклаз полисинтетически сдвойникованный (олигоклаз № 23–30) таблитчато-призматический, размер зерен 1–1,5 мм. Полевой шпат более ксеноморфный, местами пертитизированный. Биотит мелкочешуйчатый бурый, кварц ксеноморфный. В порфиоровидных разностях основная масса гипидиоморфнозернистая кварц-полевошпатовая, порфиоровидные выделения размером 2,5–5 мм представлены решетчатым микроклином, кварцем и составляют 10–15 % породы. Сиениты, кварцевые сиениты – светлоокрашенные, желтовато-серые породы, неравнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), массивные. Состоят (в вес. %) из плагиоклаза (20 %), калиевого полевого шпата (60–65 %), биотита (до 20 %), кварца (до 10 %).

Граниты биотитовые третьей фазы представляют собой породы светло-серого, желтовато-серого цвета, среднезернистой или порфиоровидной структуры, массивной текстуры. В их составе: плагиоклаз (30–32 %), микроклин (30–37 %), кварц (23–35 %), биотит (3–5 %). Микроструктура – гипидиоморфнозернистая, участками графическая. Плагиоклаз и микроклин образуют порфиоровидные вкрапленники (до 15 %) размером 0,5–1,5 см. Плагиоклаз призматически-таблитчатый, с полисинтетическими двойниками, соответствует олигоклазу № 20–28. Микроклин решетчатый с пертитами, образует графические сростки с кварцем. Биотит мелкочешуйчатый коричневый, более железистый ($f=0,67-0,73$), чем в породах второй фазы [130].

Лейкограниты отличаются большим содержанием кварца (до 40 %) и меньшим микроклина (25–30 %) и биотита (до 2 %). Биотит в них обычно замещается мусковитом.

Акцессорные минералы в породах всех фаз комплекса представлены апатитом, сфеном, цирконом, эпидотом, магнетитом. В граносиенитах и гранитах также встречаются монацит, флюорит, рутил (ед. зерна), гематит, редко ортит и гранат (альмандинового ряда). Апатит по химическому составу фтористый, с незначительной примесью хлора. Сфены характеризуются близкими содержаниями оксидов Nb (0,11–1,45 %), Y (0,70–1,45 %), Ce (0,10–1,77 %).

Плотность пород – 2,52–2,8 г/см³, магнитная восприимчивость колеблется от 1–9·10⁻⁵ ед. СИ до магнитных разностей (535–1 600)·10⁻⁵ ед. СИ. Радиоактивность пород варьирует от 10–26 до 34–40 мкР/ч.

По химическому составу [130] породы комплекса относятся к умереннощелочному ряду, преимущественно с калиево-натриевым типом щелочности. На вариационных диаграммах [130] составы пород комплекса образуют единые тренды, где с ростом кремнезема уменьшается со-

держание TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , возрастает глиноземистость и железистость.

По данным приближенно-полуколичественного спектрального анализа породы комплекса содержат вышекларковые концентрации ($n \cdot 10^{-3} \%$): Ni (1,5–10), Co (0,7–3), Cr (20–100), Cu (3–15), Zn (7–15), Pb (3–7), Ag (0,01–0,02), As (1–5), Mo (0,15–0,7), Ba (90–300), W (0,5–1,0), Be (0,15–0,3), кроме того в породах третьей фазы отмечаются – V (5–15), Ti (300–600), Sr (40–100).

Породам степнинского комплекса свойственны два типа распределения РЗЭ. Первый тип имеет близкий к линейному вид графиков с постепенным снижением содержаний РЗЭ от легких к тяжелым и отсутствием европиевой аномалии. Второй тип графиков отличается наличием европиевого минимума, что, возможно, связано с различной степенью измененности плагиоклаза, а также с различным соотношением полевых шпатов и аксессуарных минералов. В целом же, для пород комплекса характерно сильное фракционирование РЗЭ от Lu ($K_N=2-39$) до La ($K_N=28-447$). Такой характер распределения указывает на коллизионную обстановку формирования комплекса [130].

Жильные породы комплекса представлены дайками и жилами гранит-порфиоров и пегматитов. Они локализируются преимущественно в центральной части массива, где секут породы первой и второй интрузивных фаз, а также наблюдаются за пределами массива во вмещающих породах. Длина даек от 200 м до 7 км, простирание северо-западное, реже субмеридиональное и юго-восточное.

Особенности петрохимического состава пород комплекса свидетельствуют об их принадлежности к латитовому ряду [20]. Породы Степнинского массива имеют низкое по сравнению с типичными коровыми гранитоидами первичное отношение изотопов стронция ($IR=0,7045$) [33]. Такая низкая цифра свидетельствует о преимущественно мантийном источнике гранитов, однако породы имеют высокое Zr/Hf отношение (35,7–50,2), свидетельствующее о континентальной коре, как протолите гранитоидов [33]. Таким образом, степнинский комплекс имел мантийно-коровый источник магматизма. Судя по составу гранитов третьей фазы, формирование комплекса завершилось в условиях мезоабиссальной фации (глубина становления массива 2–8 км) при водном давлении примерно 3 кбар [20, 163].

Комплекс относится к монцодиорит-граносиенит-гранитовой формации. С его породами связано железное, вольфрам-молибденовое и урановое оруденение.

В работах предшественников [146, 151, 163] K-Ar возраст гранитоидов степнинского комплекса определяется интервалом от 364 до 219 млн лет. Возраст гранитов Степнинского массива, определенный Rb-Sr методом [33], составляет 285 млн лет, U-Pb SHRIMP-II методом [35] – 283 ± 4 млн лет. Нами установлен U-Pb (SHRIMP-II) возраст гранитов Вандышевского массива (обн. 2525-35, в 7 км юго-восточнее пос. Уйское) [130], который составил 285 млн лет. Таким образом, степнинский комплекс является раннепермским.

Джабыкско-санарский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 ds$) представлен гранитами биотитовыми и двуслюдяными мезократовыми среднезернистыми и порфиоровидными, редко лейкократовыми мусковитовыми, гнейсогранитами; дайками лейкогранитов, пегматитов ($ly, pP_1 ds$).

Развит в пределах Суундукско-Сысертского района Кумакско-Пельымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Породы комплекса слагают Санарский плутон и Каменно-Санарский массив, образуют штокообразные тела и дайки в Варламовском и Борисовском плутонах, прорывают известняки биргильдинской ($C_1 bg$) и тугундинской ($C_1 tg$) толщ в синформе между Варламовским и Борисовским плутонами.

Самым крупным представителем комплекса на изучаемой площади является Санарский плутон. Он имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении на 23 км при ширине 12 км. Ему соответствует положительное магнитное поле и отрицательная аномалия силы тяжести ($-20-30$ мГал). Плутон прорывает вмещающие плагиогнейсы еремкинской толщи ($V_1 er$). Строение его неоднородное: большая часть сложена породами джабыкско-санарского комплекса, среди которых отмечаются граниты варшавского комплекса ($\gamma C_{1-2} v$), залегающие в виде полосы в северо-восточной эндоконтактной части и в виде небольших отдельных тел в западной части плутона.

Целиком гранитами джабыкско-санарского комплекса сложен Каменно-Санарский массив. В плане он представляет собой почти круглое тело диаметром 5 км. Характеризуется положительным магнитным полем и изометричной отрицательной аномалией силы тяжести интенсивностью $-10-20$ мГал. Массив прорывает плагиогнейсы еремкинской толщи ($V_1 er$) и гранитоиды пластовского комплекса ($D_3-C_1 p$).

Множество гранитных тел и даек залегает в перемычке между Варламовским и Борисовским плутонами, в так называемой Чуксинской полосе, среди мраморов и карбонатно-терригенных пород биргильдинской толщи. На геологической карте отображены лишь самые крупные из них, имеющие размер от $0,2 \times 1,0$ км. Предшественниками же [116] в скважинах задокументировано

вано порядка 150 гранитных тел и даек джабыкско-санарского комплекса. Их мощность варьирует от 0,1 до 155,3 м (средняя – 5,7 м). По подсчетам, на данном участке граниты составляют порядка 30 % от общей массы пород (≈ 42 % составляют мраморы и 27 % – метатерригенные породы и скарноиды).

Граниты комплекса представляют собой желтовато-серые, розовато-серые породы со среднезернистой структурой, массивной или порфиroidной текстурой. Состоят из плагиоклаза (30 %), микроклина (30–35 %), кварца (30 %), биотита (2–6 %), мусковита (1–2 %). Реже встречаются лейкократовые разности, содержащие до 1 % мусковита и единичные зерна биотита. Плагиоклаз в породах – полисинтетически сдвойникованный олигоклаз № 25–28 и альбит-олигоклаз № 8–10, образующий таблитчато-призматические зерна, местами пелитизированные и серицитизированные. Микроклин имеет решетчатое строение, иногда содержит тонкие пертитовые вроски. Биотит буро-коричневого цвета слагает мелкие вытянутые чешуйки, железистость которых равна 0,8–0,85 [130], частично замещается мусковитом и хлоритом. Структура в шлифе гипидиоморфнозернистая. В порфиroidных разностях основная масса мелко-среднезернистая размером до 0,5–2 мм кварц-полевошпатового состава с примесью мелкочешуйчатого биотита и мусковита. Порфиroidные выделения размером до 0,3–1,0 см сложены таблитчатыми кристаллами микропертитового микроклина, количество которых в среднем 5–10 %.

Характерным акцессорным минералом гранитов является бледно-розовый гранат альмандинового ряда, часто встречаются апатит, циркон, монацит, сфен, магнетит, ильменит, сульфиды (в основном пирит). Реже отмечаются рутил, ксенотим, турмалин, флюорит, танталониобаты, молибденит, кианит, корунд, торит, уранинит.

Граниты в основном немагнитны, магнитная восприимчивость – $(1-4) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в единичных пробах – $24 \cdot 10^{-5}$ и $120 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Плотность 2,49–2,83 г/см³.

Жильные породы комплекса представлены мелкозернистыми лейкогранитами и пегматитами. Они слагают дайки и жилы мощностью 0,5–1 м и протяженностью в среднем 10 м (редко до 80–100 м). В Санарском плутоне многочисленные пегматитовые жилы имеют северо-восточное (по азимуту 20–30°, угол 70–90°) и северо-западное (по азимуту 190–280°, угол падения 70°) простирание. В пегматитах отмечается интенсивный процесс альбитизации, сопровождающийся редкометалльной, бериллиевой и литиевой минерализацией.

По химическому составу [130] породы комплекса отвечают нормальнощелочным гранитам и лейкогранитам калиево-натриевой серии. Содержание кремнезема в них варьирует от 70,5 до 75,5 %, характерно повышенное содержание оксида калия (3,8–6,5 %). В геохимическом спектре отмечаются вышекларковые содержания ($n \cdot 10^{-3}$ %): Ni (2–15), Co (до 2), Cr (20–100), Cu (5–70), Zn (7–10), Pb (5–7), As (2,5), Be (0,15–0,3), Li (5–10). Содержания Rb и Sr в гранитах составляют соответственно 177–248 и 186–269 г/т [20]. Графики нормированного распределения РЗЭ [130] характеризуются отчетливым накоплением в группе ЛРЗЭ от Sm ($K_N=9-30$) к La ($K_N=19-174$), отрицательной Eu-аномалией и низкой степенью дифференцированности в группе ТРЗЭ. Эти особенности позволяют относить граниты комплекса к коллизионным S-типа.

Комплекс принадлежит гранитовой формации. С его пегматитами связано редкометалльное и урановое оруденение.

Возраст гранитов джабыкско-санарского комплекса, определенный K-Ar методом, по данным предшественников [148] отвечает ранней перми (Каменно-Санарский массив – 280 ± 14 млн лет, Санарский массив – 248–299 млн лет). Датировки U-Pb (SHRIMP-II) методом [35] также соответствуют раннепермскому времени (Санарский массив – 290 ± 4 млн лет). Установленный нами изотопный возраст гранитов (определенный по изохроне порода-полевой шпат-мусковит-гранат) Rb-Sr методом (обн. 1545-144 на северо-восточной окраине пос. Варламово) [130] составляет $275,8 \pm 3,1$ млн лет и подтверждает раннепермское время формирования комплекса.

ТЕКТОНИКА

Сложное тектоническое строение площади обусловлено ее расположением в пределах центральной части Уральской складчатой системы, где сформированные в разное время в различных геодинамических обстановках структурно-вещественные комплексы (СВК) претерпели кардинальные изменения в коллизионные этапы развития территории с формированием надвиговых дислокаций и дизъюнктивных нарушений.

Особенностью территории листа N-41-ХІІІ в структуре Уральской складчатой системы является наличие в центральной части площади крупного фрагмента «Главного уральского гранитного пояса». Параметры крупноблочного строения территории заложены в докембрии благодаря сетке разломов северо-западного и северо-северо-восточного простирания, которые делят фундамент района на крупные мегалитоны.

Латеральная вещественная неоднородность, обусловленная тектоническими причинами, проявляет себя в выделенных в пределах площади работ структурно-формационных зонах (СФЗ).

В тектоническом плане структура территории представляет собой сочлененные, сгруженные структуры, включающие образования допалеозойской коры и структурно-вещественных комплексов палеозоя, сформированных в различных геодинамических обстановках.

С запада на восток в пределах листа выделены фрагменты субрегиональных структур Уральской складчатой системы. Каждая из этих структур соответствует структурно-формационным зонам, характеризуется своими особенностями геологического строения и металлогении. Сочленения всех структур являются областями развития тектонических дислокаций, друг от друга они отделены глубинными тектоническими швами – главными разломами.

В геологическом разрезе на площади выделены 2 структурных этажа: рифейско-среднекембрийский и верхнекембрийско-триасовый. При этом в рифейско-среднекембрийском этапе выделены среднерифейско-верхневендский (RF_2-V_2) и верхневендско-среднекембрийский (V_2-C_2) структурные ярусы. В верхнекембрийско-триасовом структурном этапе выделяются верхнекембрийско-нижнедевонский (C_3-D_1), нижнедевонско-среднекаменноугольный (D_1-C_2) и среднекаменноугольно-нижнепермский (C_2-P_1) структурные ярусы.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

В пределах листа N-41-ХІІІ главные структурные формы **Уральской складчатой системы** представлены *Сысертско-Ильменогорским антиклинорием* (1), *Магнитогорским синклинорием* (2), *Алапаевско-Сухтелинским синклинорием* (3), *Челябинско-Суундукским антиклинорием* (4) и *Челябинским макрограбеном* (5).

Сысертско-Ильменогорский антиклинорий выделен в крайней северо-западной части площади в незначительном объеме и соответствует Сысертско-Ильменогорской структурно-формационной зоне. С востока структура ограничена Петропавловским надвигом. Антиклинорий сложен метаморфитами среднего рифея. Он расположен, в основном, в градиентном отрицательном поле силы тяжести (лишь в северной части своего распространения – в положительном, что связано с увеличением объема амфиболсодержащих разностей СВК). Локальными изометричными отрицательными аномалиями Δg_b различной интенсивности фиксируются крупные гранитоидные массивы. Магнитное поле – отрицательное, местами с локальными низкоинтенсивными положительными аномалиями и интенсивными отрицательными аномалиями над гранитоидными массивами.

Магнитогорский синклинорий в небольшом объеме присутствует в юго-западной части площади и полностью соответствует Восточно-Магнитогорской СФЗ (Уйско-Домбаровская подзо-

на). С севера и востока он ограничен Алтынташским главным разломом сложной морфологии. Синклинорий сложен вулканогенно-осадочными образованиями нижнего–верхнего девона. Структура размещается в градиентной зоне поля силы тяжести с линейными локальными аномалиями отрицательного знака северо-восточного простирания; магнитное поле характеризуется линейностью аномалий разного знака, положительные аномалии разной интенсивности фиксируют тела серпентинитов.

Алапаевско-Сухтелинский синклинорий занимает всю западную половину площади работ и соответствует Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В пределах листа N-41-ХІІІ структура ограничена с юго-запада Алтынташским главным разломом сложной морфологии, а с востока – Светлинским главным надвигом. Синклинорий сложен вулканогенно-осадочными образованиями верхнего ордовика–нижнего карбона. В пределах площади работ структура в своей осевой части имеет повышенное положительное гравитационное поле над вулканогенными и пониженное над терригенно-карбонатными СВК, простирание аномалий субмеридиональное. В периферийных частях синклинория гравитационное поле – отрицательное. Магнитное поле над большей частью структуры спокойное слабо отрицательное, в южной части над вулканогенными СВК и над Большаковским габброноритовым массивом – положительное повышенное с аномалиями разной формы и размеров.

Челябинско-Суундукский антиклинорий занимает восточную половину площади и соответствует Алапаевско-Адамовской СФЗ позднекембрийско–каменноугольного уровня среза, тогда как осевая часть структуры соответствует Пластовско-Суундукской СФЗ (допозднекембрийский уровень среза). В пределах листа N-41-ХІІІ структура ограничена с запада Светлинским главным надвигом. Она сложена в осевой части метаморфитами венда, терригенно-карбонатными породами нижнего карбона и гранитоидами различного возраста. В восточном крыле структуры в основном развиты вулканогенные образования ордовика–нижнего карбона. Осевая часть антиклинория характеризуется пониженным отрицательным полем силы тяжести. Магнитное поле здесь слабоотрицательное над гранитоидными массивами и локально положительное с линейными аномалиями в обрамлении массивов над ультрамафитами, габброидами и амфиболовыми гнейсами. Для восточного крыла антиклинория характерно преимущественно положительное поле силы тяжести в редукции Буге интенсивностью до +20 мГал, с локальными аномалиями сложной, часто изометричной формы. Повышенное поле обусловлено широким развитием вулканитов дифференцированной и контрастной формаций, в составе которых большая часть объема представлена базальтами. На фоне повышенного поля выделяется серия изометричных отрицательных аномалий силы тяжести над массивами гранитоидов. Магнитное поле дифференцированное, большей частью положительное, с локальными отрицательными аномалиями изометричной и дугообразной формы над гранитоидными массивами и вулканическими постройками.

Челябинский макрограбен в незначительном объеме присутствует в крайней юго-восточной части площади и входит в состав Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. С запада он ограничен Алапаевско-Челябинским разломом сложной морфологии. Макрограбен сложен терригенно-карбонатными образованиями нижнего–среднего карбона. Он характеризуется спокойным положительным (2–8 мГал) гравитационным полем. Магнитное поле положительное, представлено линейными аномалиями, ориентированными в северо-восточном направлении.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

Особенности строения и состава выше представленных структур позволяют выделять в пределах площади изучения 2 структурных этажа: **рифейско–среднекембрийский** и **верхнекембрийско–триасовый**.

РИФЕЙСКО–СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Представлен *среднерифейско–верхневендским* и *верхневендско–среднекембрийским* структурными ярусами, которые сложены структурами дислоцированного чехла кристаллического фундамента.

Среднерифейско–верхневендский ярус представлен образованиями среднерифейских объединенных верхнесаитовской и игишской свит, нижневендской еремкинской толщей (в автохтонных и аллохтонных блоках) и интрузивами западнокочкарского метагаббро-ультрамафитового комплекса. Они расположены в пределах Сысертско-Ильменогорского и

Челябинско-Суундукского антиклинориев. Автохтонные блоки яруса установлены на большей части площади своего распространения. Аллохтонные блоки в незначительном объеме представлены еремкинской толщей, слагают пластины в основании системы Светлинского надвига в западном обрамлении Варламовского массива и незначительно в западном обрамлении Борисовского массива.

Структуры яруса сложены среднерифейско-верхневендским метаморфизованным вулканогенно-терригенным парагенезом и метагаббро-ультрамафитовой формацией, образованным в обстановке континентального рифтогенеза. Строение структурного яруса осложнено более поздними интрузиями, а первичные структуры осложнены и часто затушеваны позднейшими дислокациями.

Верхневендско-среднекембрийский ярус представлен образованиями верхневендской самарской толщей в аллохтонных блоках, а также интрузиями еремкинского гнейсогранитового комплексов. Они расположены в пределах Челябинско-Суундукского антиклинория. Аллохтонные блоки представлены узкими кулисообразными пластинами в основании Самарского надвига в северной части западного обрамления Варламовского массива.

Структуры яруса сложены верхневендскими метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями чехла микроконтинента (терригенная метаморфизованная формация) и гнейсогранитами среднекембрийского еремкинского комплекса, сформированного на позднем этапе кадомского (байкальского) орогенеза.

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ТРИАСОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Состоит из трех структурных ярусов: *верхнекембрийско-нижнедевонского, нижнедевонско-среднекаменноугольного и среднекаменноугольно-нижнепермского.*

Верхнекембрийско-нижнедевонский структурный ярус представляет собой сложно построенный ансамбль автохтонных (параавтохтонных) и аллохтонных структур, сформированных разновозрастными вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными образованиями. Наиболее древними в составе яруса являются ранне-среднеордовикские базальты саргазинской толщи, формировавшиеся в условиях континентального рифтогенеза, ультрамафиты-мафиты габбро-дунит-гарцбургитовой формаций и вулканы шеметовской толщи, формировавшиеся в условиях континентального рифтогенеза на западной и восточной окраине микроконтинента.

Образования булатовской толщи (S_1-D_1), соответствующие обстановке пассивной окраины континента, на первом этапе своего формирования, представлены усеченно-дифференцированными базальтоидами примитивной островодужной системы. Распространение вулкаников в пределах площади работ незначительно. Основной объем булатовской толщи составляют образования углеродисто-глинисто-кремнистой формации, отвечающей условиям формирования на континентальном склоне и на его подножье. Углеродисто-глинисто-кремнистые образования расположены в пределах Алапаевско-Сухтелинского синклиория, где образуют ряд тектонических блоков, размещенных в западной части площади и имеющих субмеридиональное простираие.

Ультрамафиты бриентского комплекса (D_1) имеют незначительное распространение в пределах Магнитогорского синклиория. По-видимому, их формирование происходило в обстановке задуговых спрединговых бассейнов.

Структуры яруса, деформированы, осложнены системами надвиговых дислокаций и многочисленными разновозрастными интрузиями. Основной структурный план этого яруса по геолого-геофизическим данным обусловлен развитием палеовулканических центров базальтоидного магматизма [130].

Нижнедевонско-среднекаменноугольный структурный ярус объединяет вулканогенные, интрузивные и осадочные образования островодужной системы, активной континентальной окраины и раннеорогенной коллизионной стадии. Разновозрастные вулканогенные и осадочные образования с несогласием залегают на структурах нижнего яруса, либо контактируют с ними тектонически. Характерными структурными элементами этого яруса являются кольцевые структуры и их фрагменты, отвечающие многофазным интрузивным массивам и полихронным плутонам, элементам вулканических и вулканоплутонических построек.

Другая особенность в строении яруса связана с развитием грабен-синклинальных структур низких порядков, выполненных образованиями карбона (западная часть Алапаевско-Сухтелинского синклиория, Челябинско-Суундукский антиклинорий и Челябинский макрограбен).

К нижнему уровню яруса относятся структуры в разной степени дислоцированных толщ: айджерганской и соленодольской толщ (D_{1-2}) (объединенных), кособродской (D_2), копаловской (D_{2-3}), амурской (D_{2-3}), сухтелинской (D_{2-3}) и еманжелинской (D_{2-3}), арсинской (D_3), краснокаменной (D_3) и базальт-андезитовой (D_3). В зонах надвигов и субмеридиональных разломов породы толщ расланцованы, на остальной площади, большей частью залегают субгоризонтально. Такие же элементы залегания характерны для образований верхнего уровня яруса, которые представлены вулканогенными образованиями березиновской (C_1), и березняковской (D_3-C_1) толщ, карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего карбона, структуры которых осложнены многочисленными, разновозрастными интрузиями.

Среднекаменноугольно–нижнепермский структурный ярус характеризует этап формирования позднепалеозойского уральского орогена. Нижний уровень яруса представлен карбонатно-терригенной молассоидной формацией (ухановская толща) межгорных депрессий и коллизионными гранитоидными формациями: гранит-монцолейкогранитовой (C_{1-2}), гранодиорит-гранитовой (C_2), монцогаббро-граносиенит-гранитовой (P_1) и гранитовой (P_1), осложняющими структуры более нижних этажей и ярусов. Гранитоидные интрузии, большей частью представлены крупными изометричными штокообразными массивами и плутонами.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

(в таблице геодинамических комплексов и формаций не показан)

В структурах этажа выделен 1 структурный ярус – *верхнемезозойско–кайнозойский*.

Верхнемезозойско–кайнозойский структурный ярус сформирован после завершения коллизионных процессов и наступления длительной стабилизации, сопровождавшейся пенеппенизацией и образованием площадных кор выветривания. В целом ярус представлен структурами практически горизонтально залегающих на всех более ранних структурных ансамблях континентальных и морских терригенных образований. Структуры этажа на отдельных участках осложнены наследуемыми крутопадающими разрывными нарушениями, являющимися ограничителями пологих, большей частью малоамплитудных синклинальных и антиклинальных структур в практически горизонтальном чехле осадков, перекрывающих образования нижних структурных этажей.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Структурный план Пластовской площади, наряду с выведенными на эрозионный срез разновозрастными структурно-вещественными комплексами, в разном виде и степени деформированными складчатостью и осложненными разновозрастными интрузиями, определяют системы пологих дислокаций и закономерно расположенных крутопадающих разрывных нарушений различных направлений. Система тектонических нарушений включает крутопадающие разломы субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Нарушения других направлений являются разрывами более высокого порядка. Крупные тектонические структуры ограничены субмеридиональными разломами сложной морфологии.

Тектонически ослабленные и наиболее подвергнутые выветриванию зоны разломов практически не обнажены и изучены фрагментарно по результатам бурения скважин, а также прослежены по геофизическим данным.

Самарский надвиг (1) представляет собой серию сближенных платин надвинутых друг на друга в северной части площади работ, в западном экзоконтакте Варламовского плутона. Под этим названием впервые выделен Н. С. Кузнецовым и др. (1995ф) на соседней с севера площади (лист N-41-VII), откуда и прослеживается. Он является морфологически сложным, в целом дугообразным, с падением плоскости сместителя в западном направлении, ограничивает узкие блоки, сложенные кварцитами и кварцитопесчаниками самарской толщи.

Соколовский разлом сложной морфологии (2) также прослеживается с соседнего северного листа, откартирован при проведении ГДП-200 [124]. Разлом имеет дугообразную форму и общее северо-северо-западное направление, с востока ограничивает распространение образований краснокаменной толщи среди углеродсодержащих сланцев булатовской толщи.

Чуксинский разлом сложной морфологии (3) расположен в восточном экзоконтакте Варламовского массива, где разграничивает вендские сланцы и гнейсы еремкинской толщи с мраморами и мраморизованными известняками нижнего карбона (биргильдинская толща). Разлом слабо извилистый северо-северо-восточного простирания, четко фиксируется в геофизических полях.

Чемпаловский разлом сложной морфологии (4) расположен в северо-восточной части площади работ, выделен при проведении ГДП-50 [169]. Имеет кулисообразную форму, прослеживается в северо-западном и северном направлении от восточной до северной рамки листа на расстояние более 60 км. В северной части своего распространения фиксирует восточный контакт Чемпаловского габбро-ультрамафитового массива (10). В средней части – разбивает Пластовский тоналит-плагиогранитный массив (15) на два отдельных тела (блока). На юго-восточном своем продолжении Чемпаловский разлом сечет образования саргазинской, кособродской и базальт-андезитовой толщ.

Кочкарский разлом сложной морфологии (5) расположен в северо-западном экзоконтакте Борисовского плутона (16). Имеет дугообразную форму и северо-восточное простирание. Разлом разграничивает метаморфиты еремкинской и мраморы биргильдинской толщ.

Главный *Светлинский надвиг* (6) представляет собой систему субпараллельных сближенных надвиговых пластин различной мощности. Под этим названием надвиг выделен впервые. Ранее, при проведении ГДП-50 его фрагменты назывались по-разному – Муранкинская зона смятия [116], Кабанский надвиг [149] и др. Светлинский надвиг вскрыт многочисленными скважинами и изучался в Светлинском карьере, где его элементы хорошо читаемы. Он прослеживается от южной до северной границы площади работ, уходя за ее пределы в ту и другую сторону. Имеет извилистую форму с общим субмеридиональным простиранием. Падение плоскости сместителя надвига восточное с небольшой вергентностью и вариациями углов падения от 60 до 80–85°. Светлинский надвиг является границей двух крупных структур Алапаевско-Сухтелинского синклинория и Челябинско-Суундукского антиклинория, и соответственно двух структурно-формационных зон – Верхотурско-Новооренбургской и Алапаевско-Адамовской. Он четко выделяется градиентными зонами в магнитном и гравитационном полях.

Главный *Кочневский надвиг* (7) выделен в пределах площади работ в крайней западной части условно, т. к. унаследован с соседней западной территории (лист N-40-XVIII). Является границей Сысертско-Амурской и Медведевско-Сухтелинской подзон Верхотурско-Новооренбургской СФЗ [74]. В физических полях не проявлен.

Осейский разлом сложной морфологии (8) расположен в восточной части площади работ, в восточном экзоконтакте южной половины Пластовского массива. Выделен при проведении ГДП-50 [169]. Разлом вертикальный, северо-восточного простирания, длиной приблизительно 25 км. Разграничивает гнейсы еремкинской толщи и гранитоиды пластовского комплекса с базальтоидами саргазинской толщи. Фрагментарно является границей Челябинско-Суундукской и Копейско-Ушкотинской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Разлом четко фиксируется градиентными зонами в геофизических полях.

Западно-Кособродский разлом сложной морфологии (9) расположен в юго-восточной части площади работ. Выделен при проведении ГДП-50 [169]. Разлом северо-восточного простирания, прослеживается на 50 км. Разграничивает образования саргазинской и кособродской толщ. Фиксируется в геофизических полях.

Главный *Алтынташский разлом сложной морфологии* (10) выделен в пределах площади работ в крайней юго-западной части с долей условности, т. к. установлен на площадях, граничащих с запада (лист N-40-XVIII) и с юга (лист N-4I-XIX), но на Пластовской площади никак не проявлен. Является восточным ограничением Восточно-Магнитогорской СФЗ [74, 147].

Петропавловский надвиг (11) расположен в западной части площади работ. Под данным названием выделен впервые, имеет южное и северное продолжение на соседних площадях. Надвиг дугообразной формы, прослеживается на 75–80 км, повсеместно имеет крутое восточное падение. Надвиг ограничивает восточный борт узкой, вытянутой в субмеридиональном направлении, нижнекаменноугольной грабен-синклинали, выполненной образованиями сосновской и солнечной толщ, а также ограничивает с востока СВК Сысертско-Ильменогорского антиклинория. На всем своем простирании четко проявлен в геофизических полях.

Кособродский разлом сложной морфологии (12) расположен в юго-восточной части площади работ. Установлен при проведении ГДП-50 [169]. Разлом северо-северо-восточного простирания, прослеживается на 30 км, рассекая образования кособродской и базальт-андезитовой толщ. Фиксируется локальными узкими аномалиями в магнитном поле.

Алапаевско-Челябинский глубинный разлом сложной морфологии (13) расположен в крайней юго-восточной части площади работ, где прослеживается на 5 км в субмеридиональном северо-северо-восточном направлении. Разлом принадлежат Челябинско-Карталинской системе глубинных разломов, образующих мощную шовную зону. Заложение разлома произошло в раннем палеозое, а активные движения по нему зафиксированы в коллизионный этап развития территории и, как неотектонические, отражены в элементах рельефа. С запада разлом ограничивает клавишную структуру перемежающихся грабенов и горстов, выполненных каменноугольными

образованиями. Четко фиксируется в магнитном и гравитационном полях.

Каменно-Санарский разлом сложной морфологии (14) расположен в юго-восточной части площади работ. Разлом северо-северо-восточного простирания, прослеживается на 20–25 км. На участке своего распространения разграничивает Челябинско-Суундукскую и Копейско-Ушкотинскую подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Разлом четко фиксируется градиентными зонами в геофизических полях.

Подавляющая часть надвигов в пределах Пластовской площади имеет восточную и юго-восточную вергентность. Амплитуды конкретных надвигов различны. Во многих пунктах площади зоны пологих дислокаций установлены в разрезах различных образований. Преобладающее направление вектора перемещений блоков в них – с запада на восток, исключения составляют Кочневский и Петропавловский надвиги с западным вектором перемещения. На поверхности блоков отмечается штриховка надвигового и поддвигового типов. Это отвечает сложной динамике перемещений отдельных пластин с элементами их вращения в плоскостях деформаций.

Имеющиеся геологические данные позволяют предполагать, что формирование разрывных нарушений происходило в два основных этапа. Первый этап относится к раннему–среднему карбону, о чем свидетельствует каменноугольный возраст вмещающих пород, а аллохтонные блоки прорываются гранитоидами ранней перми. Второй этап – поздняя пермь, и возможно, триас–юра: часть разломов различных направлений секут раннепермские интрузивные образования.

Главные разломы, имея значительную глубину формирования являлись дренажными системами для поступления рудоносных растворов, но непосредственно в их зонах проявлений и месторождений полезных ископаемых (за исключением Светлинского месторождения золота) на площади не установлено. В целом рудно-метасоматические процессы фиксируются в узлах пересечений разломов более высокого порядка, развивавшихся в зонах динамического влияния глубинных разломов. Имея меньшую проницаемость (часто отсутствует магистральный разрыв, но развиваются зоны трещиноватости и брекчирования), они обладают более благоприятной обстановкой для рудоотложения. Син- и пострудные разломы создают условия для формирования комплексных геохимических аномалий даже от глубокозалегающих рудных зон. В данной ситуации наблюдается так называемый каркасный тип геохимических ореолов, распределение аномалий в которых подчинено системе разрывных нарушений.

ПЛИКАТИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Пликативная тектоника наиболее четко проявлена в структурах среднерифейско-верхневендского и верхневендско–среднекембрийского ярусов и доступны для наблюдения в небольших фрагментах, где они затушеваны позднейшими дислокациями.

Структурный план ярусов определяется развитием нескольких систем складчатости, имеющих субмеридиональное (0–10°), северо-западное и северо-восточное простирание в разных фрагментах. Парагенезис дислокаций представлен дисгармоничными складками, чередующимися с участками моноклинального залегания с развитием острозамковой кливажной складчатости.

В Пластовско-Суундукской СФЗ по нашим наблюдениям выделяется два одновременных этапа образования птигматитовых складок. Первый из них сечет текстуры вендских гнейсов и сланцев под острыми углами и оси складочек грубо параллельны сланцеватости – гнейсоватости. Второй демонстративно сечет гнейсоватость и даже в деталях не обнаруживает закономерных соотношений с текстурами вмещающих пород. Пересечений одних птигматитовых складок другими не наблюдалось, тем не менее, можно предполагать, что метаморфические породы еремкинской толщи по меньшей мере дважды прошли стадию пластического течения.

На юго-западной окраине пос. Борисовка ранее были описаны дислокации в очковых гнейсах [113]. Самой древней является линейность, ориентированная по аз. 290°. Под острым углом к линейности отмечены птигматитовые складки, осевые плоскости которых совпадают с линейностью. Складки возникли в обстановке левосдвиговых деформаций. По линейности позднее (поздний венд?) развивается план-параллельная ориентировка биотита (аз. пад. 60°, угол 40°).

Предположение о неодноактности пликативных деформаций подкрепляется наблюдениями микродеформаций мигматитов и гнейсов в шлифах: двойники плагиоклазов и кристаллы биотита часто изогнуты, при субпараллельном расположении кристаллов оптической ориентировки нет – зерна погасают неодновременно, в очковых гнейсовидных мигматитах всегда наблю-

даются признаки резкой деформированности. При этом в мигматитах и гнейсах локально сохраняются реликты структур пластического течения в обстановке стресса: удлиненные кристаллы плагиоклаза, калишпата и кварца обнаруживают совершенную ориентировку оптических осей, а по границам зерен развиты тонкозернистые агрегаты того же состава.

В районе Ларинского купола наблюдались некоторые мелкие складчатые дислокации, которые позволяют оценить различный стиль деформаций в докембрийских углеродистых сланцах. В скальных выходах по левому берегу р. Кулдахта от пос. Ларино вниз по течению [113] обнажены гнейсы, в которых наблюдаются теневые структуры сорванных по гнейсоватости птигматитовых складок и складок плейчатости. Видно несколько направлений линейности по биотиту и мусковиту, имеющей южное склонение, – аз. пр. 45, 120, 160, 190, 230, 300° и углы погружения от 10–15 до 40°. Последний замер характеризует самую позднюю линейность. Трещины кливажа обнаруживают аз. пад. 360 и 170°, углы – 75–85°. Микрокварциты, венчающие разрез метаморфических толщ Ларинского купола, содержат обрывки разорванных кварцевых прожилков, фиксирующих складки плейчатости правого и левого знака. В карьерах на окраинах д. Кочнева и вблизи бывшего пос. Первомайский, а также в разрозненных обнажениях описана самая характерная особенность метаморфических пород Ларинского купола – развитие в них лежащих, опрокинутых на восток, складок скальвания, возникших по поздним системам кливажа. Элементы залегания крыльев – аз. пад. (235–255)–(310–315)°, угол 15–30°, реже до 40–45°. Видимая «высота» складок превышает 1,5–2 м, размах крыльев – 0,1–0,15 м [113].

С этими складками сопряжена сланцеватость, обнаруживающая пологое падение на запад, северо-запад и юго-восток. Вероятно, лежащие складки связаны с позднепалеозойскими дислокациями – надвигами и раздавливанием структур западной части Ларинского гранитного массива.

Таким образом, для метаморфитов среднерифейско–верхневендского и верхневендско–среднекембрийского ярусов характерна изоклиальная и мелкая птигматитовая складчатость.

Пликративные дислокации в образованиях верхнекембрийско–нижнедевонского структурного яруса проявлены не однозначно. Как правило, вулканиты слабо деформированы и в целом имеют субмеридиональную ориентировку, осложненную более поздними вертикальными и горизонтальными дислокациями. Так, в хорошо обнаженных разрезах р. Куросан [130] и у дд. Гусары и Магадеева [113] повсеместно устанавливаются субгоризонтальные углы первичного наклона потоков базальтовых лав (в зонах нарушений до 45–50°). Прослои вулканомиктовых песчаников, как правило, слабо деформированы, какие-либо малые складчатые формы в них не наблюдаются.

Более интенсивно проявлены дислокации в осадочных образованиях булатовской толщи (S_1 – D_1). Выходы сланцев, удаленные от зон разломов, обнаруживают характерные дислокации, позволяющие отличать их от подобных сланцев других толщ. Так, у д. Булатова в них обнаруживается довольно хаотичная складчатость: осевые плоскости складок с размахом крыльев 5–10 м и более, опрокинуты на юг (аз. пад. 150–180°, угол 50–70°) или на север (аз. пад. 350°, угол 45–80°), эти складки сопровождаются хорошо выраженным кливажем осевой плоскости. Менее проявлены складки с кливажем осевой плоскости 210–220° и углами падения в 60–75°. На эти разновременные дислокации наложена самая молодая система кливажеподобных трещин, которые имеют аз. пад. 250° и угол падения 70°. При этом ранние трещины изгибаются и сминаются в складки [113].

Пликративные дислокации образований нижнедевонско–среднекаменноугольного структурного яруса практически не проявлены. Залегание вулканогенных и осадочных комплексов пород большей частью субгоризонтальное с образованием простых малоамплитудных складок.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие изученной площади, как и всего Урала, обусловлено крупномасштабной цикличностью, т. е. совокупностью повторявшихся деструктивно-конструктивных процессов в земной коре.

История геологического развития территории начинает свой отсчет со среднего рифея. Реликты более ранних стадий развития Земли, когда формировались первые гранит-зеленокаменные области и происходило становление эократонов, присутствуют в образованиях еремкинской и самарской толщ в виде ксеногенного материала, сохранившегося в результате размыва древнего кристаллического фундамента.

В истории развития территории выделяются следующие этапы: позднепротерозойский (рифей–вендский), палеозойский и мезозойско–кайнозойский.

Позднепротерозойский этап. Палеогеодинамическая интерпретация событий этого этапа весьма условна, так как, во-первых, условия формирования литокомплексов в тот период были отличны от палеозоя (мощность и Р–Т условия земной коры, состав атмосферы и т. д.), а, во-вторых, первичный состав структурно-вещественных комплексов (СВК) изменен интенсивными более поздними метаморфическими преобразованиями.

Во второй половине позднего рифея начался распад единого суперконтинента Родинии (В. Е. Хаин, 2004), отдельные же блоки (что относится и к Южному Уралу), сохраняли свою монолитность и в венде вплоть до среднего кембрия. В пределах Южноуральского региона островодужные, окраиноконтинентальные, океанические комплексы и офиолитовые ассоциации этого периода отсутствуют.

В среднем рифее и венде под воздействием мантийных плюмов было сформировано обширное сводовое поднятие, приведшее к интенсивной деструкции континентальной коры. Начался этап континентального рифтогенеза с осадконакоплением в эпиплатформенных бассейнах и в зарождающихся грабеновых структурах, с трещинными излияниями платобазальтов.

Накопление осадков в сочетании с вулканизмом в континентальных рифтовых системах (рассеянный рифтинг) послужило базовым материалом позднепротерозойских (рифей–вендских) образований объединенных верхнесаитовской и игишской свит, еремкинской и самарской толщ. В последующем вулканогенно-терригенные СВК подверглись метаморфизму амфиболитовой фации с наложением, позднее, ультраметаморфизма (Кейльман, 1974) и диафтореза. Они в современной структуре представлены гнейсами и кристаллосланцами различного состава с прослоями амфиболитов, а также кварцитами и кварцитопесчаниками. Основной объем этих пород относится к метаморфизованной терригенной формации. Петрогеохимические параметры амфиболовых разностей гнейсов и сланцев, амфиболитов характерны для рифтовых континентальных структур. В некоторых рифтовых системах глубокого заложения, по-видимому, происходил полный раскол жесткой континентальной коры, в результате которого были сформированы ультрамафиты западнокочкарского комплекса.

В раннем среднем кембрии после длительного этапа платформенной стабилизации под воздействием плюмовой тектоники начался новый этап активизации, проявившийся внедрением орогенных гранитных магм (еремкинский гнейсогранитовый комплекс). Эти события отвечали байкальскому (кадомскому) орогенезу.

В результате орогенных процессов кадомской фазы тектогенеза мощность континентальной коры увеличилась. Повышенный тепловой поток способствовал процессам палингенеза в вендских образованиях, и как следствие – появлению в них мигматитов. Образования верхнего кембрия на описываемой территории не установлены.

Палеозойский этап наиболее сложен по разнообразию палеогеодинамических обстановок формирования СВК (платформенные, континентально-рифтогенные, спрединговые, островодужные, активных континентальных окраин и коллизионные). Каледонскому циклу (циклы Бертрона) развития Урала соответствует время с ордовика до позднего девона.

В начале ордовика (в конце кембрия?) началось раскрытие Уральского палеоокеана, в котором процессы тектоники плит стали проявляться так, как мы их представляем в настоящее время. В результате общего растяжения и утонения континентальной коры произошел ее раскол, с заложением грабенов, образованием разломов и трещин, ортогональных вектору напряжений, и часто наследовавших шовные зоны допалеозойского рифтогенеза. На территории Южного Урала сформировалась рассеянная рифтовая система, охватившая территорию всего Южного Урала. В расширяющихся и углубляющихся офиолитовых трогах, в пределах Восточно-Уральской мегазоны изливались базальтовые лавы.

Процессы рифтогенеза в различных частях региона были не одновременными (растянутыми во времени от позднего кембрия до позднего ордовика), а сам рифтинг был достаточно кратковременным и быстро переходил в спрединг, что дало начало формированию на большей части Урала океанического бассейна. Размеры бассейна по латерали были не большими и на современном этапе сопоставимы с Красноморским, о чем еще в 1971 году говорил академик Д. В. Наливкин. Таких же взглядов придерживаются и многие другие исследователи (И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др.). По мнению В. Е. Хаина (2004 г.) Уральский бассейн не являлся автономным палеоокеаном, а представлял собой лишь окраинное море Палеоазиатского океана, зарождение которого произошло в позднем протерозое. По представлению М. С. Рапопорта (2006 г.), «в окраинно-морском глубоководном бассейне не существовали цепи вулканических островов, на его западном континентальном побережье была пассивная континентальная окраина, а внутри – цепь авулканических поднятий с древним кристаллическим фундаментом – микроконтиненты (или срединные массивы) Восточно-Уральской мегазоны». Наши представления близки выше описанным – в результате дробления континентальной коры были сформированы микроконтиненты, занимавшие значительную часть океанического бассейна. С востока и с запада (Восточно-Уральский и Магнитогорский прогибы в традиционном понимании) от этих микроконтинентов, а также между ними развивались зоны спрединга. Западная окраина Восточно-Европейской (Русской) плиты оставалась пассивной на протяжении всей последующей истории развития Урала. Она представляла собой амагматичную область с периодическими регрессиями и трансгрессиями моря. На территории площади изучения предполагается наличие фрагмента такого микроконтинента (условно Пластовского), отвечающего на современном срезе площади распространения Челябинско-Суундукской подзоны.

Как было сказано выше, рифтогенез, приведший к расколу единого континента, в различных частях региона был не одновременным. Вероятно, еще в позднем кембрии–раннем ордовике произошло отделение Азиатского палеоконтинента (Казахии), к рифтогенным образованиям этого периода относятся вулканиты саргазинской толщи, в которых нижняя часть разреза (севернее исследуемой территории на листе N-41-VIII) сложена континентально-рифтогенными высокотитанистыми толеитами [87]. Начиная со среднего ордовика (с появления альпинотипных ультрамафитов) в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (к западу от Пластовского микроконтинента), рифтогенез проявился формированием базальтов шеметовской толщи (O₃).

Океанические образования ордовикского окраинного моря представлены альпинотипными гипербазами (чебаркульско-казбаевский и куликовский комплексы). Они вероятнее всего, представляют собой блоки верхней мантии и/или нижней части океанской коры, прошедшие различные этапы трансформации в ходе цикла Вилсона. Большая их часть являлась источником, из которого выплавлялись базальты, изливавшиеся в рифтогенной структуре, подобной срединно-океаническому хребту. При переходе территории к развитию в режиме островных дуг ультрабазиты могли входить в состав различных частей подстилавшей ее мантии: фронтальной (преддуговой) части, глубоководного желоба, фундамента дуги, надсубдукционного мантийного клина и задугового бассейна. В верхние горизонты литосферы ультрабазиты были перемещены в коллизионный этап развития территории.

В ордовике–раннем силуре на западных окраинах «срединного» микроконтинента (Пластовского) и Азиатского палеоконтинента произошло заложение зон субдукции восточного падения и формирование первых островодужных СВК (булатовская толща). Базальты саргазинской толщи [87] совмещают в себе признаки обстановок континентального рифтогенеза (нижняя часть разреза на листе N-41-VIII), срединно-океанических хребтов (СОХ) и островных дуг (ОД). Они имеют низкие содержания Ni и Cr (при Ni/Co – 0,9, что характерно для островных дуг), пониженные содержания ВЗЭ (ОД, СОХ). Содержания КИРЭ неоднозначны: пониженные – La, Rb, Sr, K (СОХ), повышенные Ba, Cs (ОД). Кроме того, вулканиты толщи, включая и кислые дифференциаты, имеют низкие содержания легких лантаноидов (океанические базальты), при четко выраженном европиевом минимуме, что характерно для вулканитов ОД. Отношения La/Yb ~0,8 и Th/Ta ~4 б сопоставимы с таковыми для океанических базальтов [87]. Ана-

лизируя вышеизложенное, можно предположить формирование саргазинской толщи в переходных условиях – кратковременный рифтинг – СОХ – энзиматическая первичная (примитивная) островная дуга. Вулканиды нижней части булатовской тощи по всем параметрам относятся к образованиям недостаточно зрелых (малый объем средних дифференциатов) энсиалических островных дуг.

С конца раннего силура до раннего девона магматическая активность в пределах описываемой территории не проявлена. Накопление образований углеродисто-глинисто-кремнистой формации (булатовская толща) в этот период происходило на склоне пассивной окраины Пластовского микроконтинента. В это же время в задуговом спрединговом бассейне примитивной островной дуги Восточно-Магнитогорской зоны были сформированы офиолиты (?) бриентского комплекса.

В раннем–среднем девоне юго-западнее рассматриваемой площади в пределах Восточно-Магнитогорской зоны начинают формироваться островные дуги на континентальном основании (?), образования которых представлены терригенно-базальтовым парагенезом айджерганской и соленодольской толщ.

В среднем девоне островодужный магматизм активизируется, и в пределах площади изучения проявлялся до позднего девона. Он связан с формированием зон субдукции на западной окраине Азиатско-Казахстанского континента (?) с падением слеба на восток, а также на западной окраине Пластовского микроконтинента. Эта геодинамическая обстановка фиксируется образованиями островодужных терригенно-вулканогенных формаций и интрузивных комплексов (кособродская, копаловская толщи). Амурская, копаловская и арсинская толщи по своей формационной принадлежности отвечает юной островной дуге на континентальном основании с неполно дифференцированным вулканизмом. Вулканиды кособродской толщи соответствуют таковым классической островной дуги (энсиалической) с полным набором дифференциатов от базальтов до риолитов. Эффузивы березняковской толщи представлены андезит-дацитовой формацией с резко подчиненным объемом базальтов и андезибазальтов. «Островодужные» характеристики перечисленных толщ приведены в разделе «Стратиграфия». Их вулканиды имеют высокие содержания КИРЭ и низкие ВЗЭ.

Вулканическая активность среднедевонско–раннекаменноугольного периода не была непрерывной. В определенные периоды вулканизм затухал и на западных (юго-западная) окраинах Азиатско-Казахстанского континента и Пластовского микроконтинента на континентальном склоне, и возможно подножье, накапливался карбонатно-терригенный материал (еманжелинская, сухтелинская толщи).

Период с позднего девона до среднего карбона (герцинский цикл) на Южном Урале ознаменовался коллизионными процессами. В позднем девоне начинаются частные коллизии (столкновения Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом, микроконтинентов между собой и т. д.).

В позднем девоне и вплоть до среднего карбона в пределах Верхотурско-Новооренбургской и Алапаевско-Адамовской СФЗ на описываемой территории проявлялся магматизм активных континентальных окраин андского типа (краснокаменная, базальт-андезитовая, березиновская, амурская, арсинская, березняковская толщи, краснокаменный, пластовский, большаковский, неплюевский, вознесенский, кособродский и биргильдинско-томинский комплексы) в сочетании с мощными вертикальными подвижками, приведшими к воздыманию отдельных блоков континентальной коры и «экзгумации» образований гранитоидного состава. Эта геодинамическая обстановка как с запада, так и с востока от Пластовского микроконтинента выделяется щелочным уклоном вулканидов и выбросом большого объема пирокластике. Щелочность и явное преобладание эксплозивного вулканизма над эффузивным, наряду с красноцветностью пород, свидетельствующей о субмаринных и континентальных условиях формирования, дают основания идентифицировать данную геодинамическую обстановку для перечисленных толщ. В это же время в пределах площади работ в мелководных бассейнах накапливались терригенно-карбонатные образования (солнечная, сосновская, тугундинская, биргильдинская толщи).

Ранний карбон в пределах описываемой территории характеризуется переходом от мягкой коллизии (когда еще существует океанический слоб) – к жесткой. В это время под влиянием двустороннего (косого) сжатия происходит скучивание микроконтинентов между Азиатско-Казахстанским и Восточно-Европейским суперконтинентами, и позднее их слияние. Регион вступает в раннеорогенный этап своего развития, который продолжается до среднего карбона.

В ранне-среднекаменноугольное время проявляется интрузивный магматизм гранит-монцолейкогранитовой формации (варшавский комплекс).

В раннеорогенный этап формируются многочисленные разломы субмеридионального направления, а также тектонические нарушения, наследующие древние внутриконтиненталь-

ные деформации и межконтинентальные швы. Под воздействием напряжений сжатия формируются тектонические аллохтонные структуры (надвиги) и гравитационно-тектонические олистостромовые комплексы, а в периоды временных растяжений – многочисленные грабен-синклинали (особенно в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ).

В начале позднеорогенного этапа в среднем карбоне в континентальных троговых впадинах накапливается молассоидный грубообломочный (карбонатно)-терригенный материал (ухановская толща).

Позднепалеозойское время (средний карбон–пермь) – период гиперколлизии, завершившейся формированием нового суперконтинента (Пангеи). В этот период с еще большей интенсивностью проявились сдвиговые и надвиговые нарушения, произошло общее смятие, складчатость и горообразование. Мощность континентальной коры резко увеличилась. На глубинах более 10 км началось ее плавление (М. С. Рапопорт, 2006), в результате чего в широких масштабах проявился гранитный плутонизм с формированием лейкогранитов, продуктивных на редкометалльное оруденение.

Коллизия (орогенез) закончилась в конце пермского периода значительным разрушением Уральских гор и заполнением межгорных впадин обломочным материалом. Не отрицается, что в это время имели место гравитационные срывы (детачменты), частично сместившие уже деформированные палеозойские образования.

Мезозойско–кайнозойский этап. В посторогенный этап на протяжении большей части мезозоя и в кайнозое территория развивалась в платформенных условиях в составе единого Евразийского континента. За этот период поверхность была пенепленизирована. Периодически на ней формировались эпиконтинентальные моря, в которых осаждались терригенные, и реже карбонатные отложения. На суше сформировались мощные коры выветривания, впоследствии частично смытые. В мезозое и кайнозое формировались протяженные эрозионные депрессии с приуроченными к ним речными долинами. Новейшие неогеновые процессы тектонической активизации привели к формированию современной Уральской горной гряды (М. С. Рапопорт, 2006).



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Согласно схеме геоморфологического районирования Урала (Сигов, Шуб и др., 1981) в пределах исследуемой площади выделяется одна основная геоморфологическая зона: зона пене-плена, входящая в состав Уральского горного сооружения. Неодинаковая тектоническая подвижность различных участков пене-плена, наложившая отпечаток на рельеф, позволила выделить в его пределах ряд геоморфологических районов.

Район **Зауральского пене-плена (Ia)** занимает центральную часть площади. Характеризуется денудационной изношенностью рельефа, площадным развитием кор выветривания и широким развитием образований неогена. Рельеф представляет собой полого-увалистую равнину, наклоненную к востоку и пересеченную долинами рек. Перепады высот колеблются от 390 м на западе до 300 м на востоке. Речные долины широтного и субширотного направления, широкие, террасированные.

Район **приподнятого Зауральского пене-плена (Iб)** расположен в западной части площади. За неотектонический этап район испытал довольно значительные поднятия, в результате которых образовался расчлененный рельеф с абсолютными отметками 376–487 до 539 м. Абсолютные отметки урезов рек 270–301 м. Здесь присутствуют грядово-увалистые и холмисто-увалистые формы рельефа [130], согласные со структурами фундамента, сложенного вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями палеозойского возраста. Район отличается более приподнятым положением по отношению к району (Ia), расчлененным рельефом, ограниченным развитием кор выветривания, фрагментарным распространением неогеновых осадков и сравнительно маломощным покровом четвертичных элювиальных и элювиально-делювиальных образований. Речные долины в большинстве хорошо выражены, их направление контролируется сетью субмеридиональных и косоширотных структур палеозойского фундамента. Присутствуют реликты раннемиоценовой речной сети.

Отпрепарированный Зауральский пене-плен (Iв) расположен восточнее Зауральского пене-плена. Породы фундамента представлены преимущественно кислыми интрузивными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Рельеф равнинный полого-холмистый с абсолютными отметками поверхности 280–330 м. Минимальные отметки водотоков около 214 м.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Денудационные аструктурные поверхности комплексной денудации (поверхности выравнивания) формируют междуречья во всех районах зоны пене-плена.

1. *Субгоризонтальные поверхности, созданные, преимущественно, карстовыми процессами (MZ)*, прослеживаются в юго-западной, центральной и восточной частях площади в виде узких тел, преимущественно субмеридионального простираения. Они приурочены к широким ложбинам и понижениям в рельефе или к пологим вогнутым склонам возвышенностей, образованных сравнительно устойчивыми к выветриванию породами. Сформировались они на терригенно-карбонатных породах, слабо устойчивых к процессам выветривания. Рельеф мелко-холмистый с блюдцеобразными западинами.

2. *Склоновые поверхности приподнятого пене-плена, созданные комплексной денудацией (MZ)* формируют междуречья в районе. Они сложены породами, устойчивыми к процессам химического и физического выветривания: углисто-кремнистыми сланцами, лавами и туфами, преимущественно, основного состава, кремнистыми туффитами, реже гранитоидами и ультрабазиитами. Образованные положительные формы рельефа имеют абсолютные отметки 400–530 м

(г. Белая Галька – 450 м, г. Токмасская – 487 м, г. Сувалты – 491 м и др.). Вершины холмов плоские и округлые, частично задернованные. По вершинам отмечаются пологие глыбовые выходы высотой до 1–2 м; изредка наблюдаются коренные выходы типа «каменные палатки» высотой до 5 м. Склоны средней крутизны, выпукло-вогнутые, с делювиальным чехлом. Хребты и увалы подчеркивают складчатый характер и общее простирание пород фундамента.

3. *Субгоризонтальные поверхности, срезающие древнее складчатое основание (M₂)* развиты в районах Зауральского пенеппена и отпрепарированного Зауральского пенеппена. Образования фундамента представлены преимущественно кислыми интрузивными, метаморфическими и вулканогенно-осадочными породами широкого возрастного диапазона и различного состава, длительное время находящихся под влиянием процессов химического выветривания. Характерным для этих поверхностей является широкое развитие древних площадных кор выветривания с гипергенным разложением первичных пород до глинистого состояния и имеющих значительную мощность. Неравномерные подвижки отдельных блоков в неотектонический этап и селективное выветривание привели к значительному размыву кор выветривания и выводу на поверхность блоков с отпрепарированными протерозойскими и палеозойскими породами, образующими в рельефе отдельные низкие холмы и гряды с устойчивыми к выветриванию скальными породами. Коры выветривания, как синхронные меловым образованиям относятся к позднему мезозою. Междуречья покрыты щебнисто-суглинистым элювиоделювием плейстоцена, что позволяет расширить возраст денудационной поверхности от позднемезозойского до четвертичного.

4. *Субгоризонтальные поверхности комплексной денудации на раннемеловых отложениях (K₁–Q)* с абсолютными отметками 340–380 м развиты в районе приподнятого пенеппена. Сингенетичные осадки кор выветривания (осадки формации коры выветривания) представлены континентальными мысовской (сеноман) и синарской (апт–альб) свитами, сложенными каолиновыми и аллитными глинами, кварцевыми песками, галечниками и бокситами. Возраст свит определен по палинологическим данным. Возраст денудационной поверхности раннемеловой–четвертичный.

5. *Субгоризонтальные поверхности комплексной денудации на бассейновых осадках олигоцена (P₃–Q)* – куртамышской свиты. Они имеют слабо всхолмленную поверхность с абсолютными отметками 240–260 и 300–320 м. Возраст поверхностей – олигоценый–четвертичный.

6. *Эрозионно-денудационные склоны речных долин (N₂–Q)* приурочены к современной гидро-сети. Заложение и развитие их связано с плиоцен–четвертичным тектоно-климатическим этапом. Они включают в себя склоны речных долин, комплекс пойменных и надпойменных террас. Поверхности имеют сложное строение и представлены чередованием аккумулятивных и эрозионно-денудационных участков. Формы склонов выпуклые, в различной степени террасированные. Процессы формирования этой поверхности продолжаются в настоящее время и являются самым нижним ярусом рельефа. Возраст – плиоцен–четвертичный.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Аккумулятивные поверхности сформированы аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиальными, озерными, фитогенными осадками и техногенными образованиями. Древний аллювий приурочен к междуречьям, плейстоценовый – к современным долинам; лимний – к древним и современным озерным ваннам; палюстрий – к современным долинам и озерным ваннам. Возраст поверхностей определяется по сингенетичным образованиям биостратиграфическим методом.

7. *Позднемиоценовые аллювиально-пролювиальные поверхности (N₁₋₂)* распространены во всех районах зоны пенеппена на образованиях жиландинской свиты и приурочены к водораздельным пространствам с абсолютными отметками 340–400 м в западной части площади, 350–360 м – в центральной, 280–300 м – в восточной. Аккумуляция происходила в долинообразных понижениях, у подножий склонов, в верховьях современных рек и логов, в депрессиях. Возраст поверхности подтверждается ее сопряжением с площадями развития отложений жиландинской свит.

8. *Раннемиоценовые аллювиально-озерные поверхности (N₁)* выделяется по распространению осадков наурзумской свиты нижнего–среднего миоцена. Эти поверхности приурочены преимущественно к раннемиоценовым палеодолинам. К ним приурочены россыпи золота.

9. *Плиоценовая аллювиальная поверхность (N₂)* выделяется по распространению осадков кустанайской и звериноголовской свит и развита в виде небольших пятен в верховьях современных рек и логов.

10. Средненеоплейстоценовые уфимская и исетская эрозионно-аккумулятивные террасовые поверхности (Q_{II}) широко распространены на реках площади. Ширина поверхностей достигает 0,8–1 км; относительная высота 10–17 м. Террасы наклонены в сторону долины, бровки их размыты, тыловые швы в рельефе не выражены.

11. Верхненеоплейстоценовые камышловская и режевская аккумулятивные террасовые поверхности (Q_{III}) широко распространены на крупных реках площади. Ширина их варьирует от 0,2 до 1,0 км; относительные высоты 2–4 до 5–8 м. Поверхности субгоризонтальные, участками заболоченные, с озерными водоемами (древними старицами), с хорошо выраженными бровками и тыловыми швами.

12. Голоценовые пойменные аккумулятивные террасы (Q_{II}) имеют ширину 0,5–2,0 км, относительную высоту 0,5–2 м, горизонтальную, часто заболоченную поверхность со старичными водоемами при тыловом шве, с четко выраженными бровкой и песчаными косами. Поверхности заливаются в половодье.

Озерные поверхности широко распространены в пределах районов (Ia) и (Iв) и ограничено в районе (Ia). Они, как правило, вытянутой формы, сравнительно небольших размеров и выделяются по отложениям светлинской свиты (13) (N_1), по осадкам эоплейстоцена–раннего неоплейстоцена (14) (E-I) и среднего–позднего неоплейстоцена (15) (Q_{II-III}). Озерные ванны имеют различное происхождение – эрозионное и карстовое. Древние озерные поверхности в разной степени эродированы и не выражены в современном рельефе. Средне-поздненеоплейстоценовые поверхности четко проявляются понижениями, или заболоченными западинами; иногда они наследуются современными болотами.

16. Фитогенные (пальостринные) голоценовые (Q_{II}) поверхности распространены в верховьях рек и логов в северной части приподнятого пенеппена и в южной части Зауральского пенеппена. Поверхности субгоризонтальные, слабовогнутые.

ТЕХНОГЕННАЯ ГРУППА

17. Техногенные поверхности (Q_{II}) представляют собой площади старательских работ на россыпное золото и участки, сложенные отработанными (техногенными) при разработке россыпей отложениями.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Наиболее древними и крупными формами рельефа (палеогеоморфологическими структурами) являются позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии и раннемиоценовые речные долины.

Позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии выделенные А. П. Сиговым и В. С. Шубом при составлении геоморфологической карты Урала, развиты на карбонатных породах палеозоя. В современном рельефе депрессии выражены не всегда отчетливо, т. к. водораздельные участки сильно сглажены. Превышение бровки депрессий над центральной частью депрессий обычно составляет около 10–20 м. Склоны имеют пологий уклон, а центральная часть представлена слабоволнистой поверхностью. Днища депрессий неровные, осложнены карстовыми воронками и выступами слабо выветрелых пород. Депрессии заполнены разновозрастными рыхлыми отложениями озерно-аллювиального, аллювиально-делювиального, делювиально-пролювиального генезиса и в разной мере перемещенными мезозойскими корами выветривания.

Кундравинская депрессия расположена в северо-западной части района приподнятого пенеппена. На всем протяжении депрессия хорошо выражена в рельефе и приурочена к полосе развития силурийских и девонских углисто-кремнистых сланцев с линзами и прослоями мраморизованных известняков. Спорадически встречаются тела кислых и основных эффузивов. В ней широко развиты коры выветривания, а также отложения неогена. Мезозойских отложений не встречено. В северной части депрессия наследуется р. Увелька, по которой наблюдаются отложения камышловской террасы, являющиеся золотоносными.

Сухтелинская депрессия расположена в западной части района приподнятого пенеппена и проходит через пос. Комсомольский, Кидыш, Аминово, Белово, Маслово. В северной части депрессия хорошо выражена в рельефе, направление ее соответствует общему северо-западному простиранию палеозойских пород. Характерной особенностью является хорошая сохранность в ее пределах древних аллювиальных отложений мелового возраста и широкое распространение мощных кор выветривания. Полоса мезозойских отложений прослеживается с

перерывами на протяжении 7–8 км. Образования мела перекрываются отложениями неогена. Ширина южной части депрессии до 2 км. В рельефе хорошо выражена лишь ее западная половина, унаследованная современной р. Уй. Встречающиеся в ее пределах меловые отложения приурочены к карстовым формам рельефа, имеют локальное распространение, мощностью от 60 до 90 м в карстовых воронках. Днище очень неровное, местами со значительными провалами (до 163 м). В то же время имеет общую тенденцию к боковому погружению на восток. С меловыми отложениями южной части депрессии связаны проявления бурых железняков. В северной части от Сухтелинской ответвляется Кундравинская депрессия.

Кочкарская I депрессия берет начало в районе д. Радиомайка и прослеживается в северном и северо-восточном направлениях, разделяясь на две ветви: западная Михайловско-Демаринская и восточная – Чуксинская. Южная часть Кочкарской I депрессии соответствует Светлинской ветви. Чуксинская депрессия, протягивающаяся к пос. Чукса, восточнее д. Демарино и далее до пос. Коелга, в современном рельефе не выражена. Ее всхолмленная центральная часть плавно прилегает к уплощенным водоразделам. В рельефе палеозойского фундамента она выражена в виде широкой ложбины с пологими асимметричными склонами. Общее простирание северо-восточное. Ширина депрессии от 800 м до 2,5 км. Днище депрессии имеет карстовый характер, с резкими колебаниями глубин. Эрозионно-карстовые полости имеют вид ложбинообразных западин, вытянутых согласно с простиранием палеозойских структур. Ширина западин достигает 30–250 м. Перепад высот на участках развития карста 35–100 м. Общий уклон днища имеет северо-восточное направление. С образованиями мысовской и наурзумской свит, развитых в пределах депрессии связаны россыпи золота. На юге, в районе пос. Кучино Чуксинская депрессия сочленяется с Михайловско-Демаринской.

Кочкарская II депрессия берет начало в районе г. Пласт и тянется до южной границы площади (через пос. Благодатка). В строении ложа депрессии принимают участие терригенно-карбонатные породы нижнего карбона, гранитоиды Пластовского массива и вулканогенные породы саргазинской толщи. В депрессии известны россыпи золота, горного хрусталя, бериллия, проявления свинца, цинка, каолинов.

На всем протяжении Кундравинская, Чуксинская и Михайловско-Демаринская депрессии наследуются **раннемиоценовыми палеодолинами** соответственно *Кундравинской*, *Кочкарской I* и *Кочкарской II*. Сухтелинская депрессия лишь частично наследуется *Прауйской палеодолиной*, которая на значительном протяжении наследуется современной р. Уй. С палеодолинами связаны россыпи золота.

Денудационные формы рельефа развиты на денудационных поверхностях выравнивания, где на вершинах низких гор и увалов наблюдаются отпрепарированные линейно-вытянутые узкие скалистые гребни и гряды, подчеркивающие простирание палеозойских пород, мелкие интрузивные тела типа «каменные палатки» [130], дайки и жилы, сложенные кварцитами, кристаллическими сланцами и другими устойчивыми к выветриванию породами, преимущественно в районе приподнятого пенеplена. Останцы палеозойских пород встречаются в различных частях площади, но преобладают в пределах приподнятого Зауральского пенеplена и представляют собой сохранившиеся от размыва и выветривания положительные формы рельефа, сложенные крепкими породами и возвышающиеся над окружающей местностью.

Эрозионные уступы, образовавшиеся в результате подмывания рекой коренного берега наблюдаются в долинах многих рек площади. В основном, это восточные и юго-восточные склоны долин; западные и северо-западные, как правило, пологие и перекрыты делювиальными отложениями.

Карстовые формы рельефа широко развиты и приурочены к площадям развития карбонатных пород палеозоя.

Мезозойский карст обычно не выражен в рельефе, и заполнен пестроцветными бокситовыми глинами, бокситами, каолиновыми глинами. Пространственно проявления мезозойского карста приурочены к эрозионно-структурным депрессиям. Проявляется он в виде многочисленных и сравнительно небольших углублений и провалов неправильной формы и более округлых очертаний в виде воронок, клиньев. Отдельные карстовые полости нередко достигают больших размеров: несколько сотен метров в длину и ширину и около 100–160 м на глубину. По данным А. Г. Баранникова в Сухтелинской депрессии максимальная глубина карста достигает 280–300 м.

Широко распространен и миоценовый карст, он заполнен отложениями наурзумской свиты и пространственно тяготеет к раннемиоценовым речным палеодолинам. Оживление тектонической активности и потепление климата способствовало подновлению мезозойского карста, о чем свидетельствует наличие осадков миоцена в разрезе толщ, заполняющих многие древние карстовые провалы. Четвертичный карст развивается в долинах современных рек, вскрываю-

щих карстующиеся породы. Здесь выделяются блюдцеобразные просадки, воронки, пещеры, провалы. Глубина проникновения карста небольшая, до 1,5–6 м.

Техногенные формы рельефа достаточно широко развиты и разнообразны. Они представляют собой крупные карьеры у пос. Коелга и Светлый, отвалы дражных и гидравлических полигонов (к югу от д. Борисовка), эйфеля и хвосты обогащения (г. Пласт), а также искусственные водоемы, дамбы, плотины, траншей, дренажные каналы, отвалы, насыпи, терриконы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа исследуемого района устанавливается с раннего мезозоя. *Поздне-мезозойско-палеогеновый тектоно-климатический этап* формирования рельефа связан с переходом территории в платформенную фазу развития. Этот этап характеризуется длительными процессами пенеппенизации, сопровождающимися интенсивным химическим выветриванием с образованием мощных площадных кор выветривания, с заложением структурно-эрозионных депрессий, в которых отлагались континентальные осадки синарской и мысовской свит. Отпрепарированный Зауральский пенепплен в течение мезозоя и большей части палеогена испытывал медленное эпейрогеническое погружение, сопровождавшееся морскими трансгрессиями с образованием мощных осадочных толщ. В *позднепалеогеновый тектоно-климатический этап (олигоцен)* территория испытывает общее поднятие, формируется расчлененный рельеф, продолжается денудационное выглаживание склонов и вынос рыхлого материала. Раннемиоценовая речная сеть местами вырабатывала новые долины, приобретающие субширотное простирание. После отступления моря с территории отпрепарированного пенепплена морские осадки были в значительной мере денудированы и на дневную поверхность выведены реликты древних поверхностей выравнивания. Орографическая зона пенепплена характеризуется незначительным перепадом абсолютных высот. Водораздельные пространства плоские, иногда лишь слегка всхолмленные, имеют общий слабый наклон на восток и, как правило, покрыты корой выветривания. Спорадически встречаются континентальные отложения мезозоя, палеогена и неогена. *Плиоцен-четвертичный этап* характеризуется резким усилением тектонических движений и похолоданием климата. В это время произошло некоторое омоложение рельефа зоны пенепплена. Отдельные участки пенепплена испытывали довольно значительные поднятия, в результате которых образовался расчлененный рельеф со значительными перепадами высот, особенно четко выразившийся в районе приподнятого пенепплена. Происходит заложение новой речной сети современных очертаний и формирование соответствующих поверхностей. Поднятия сводового характера в четвертичное время были осложнены разрывными нарушениями и носили блоковый характер. Тектонические швы отвечают границам эрозионно-структурных депрессий и выражены в рельефе уступами, перепадами высот. Происходит понижение базиса эрозии рек с врезанием тальвегов долин до пород фундамента. В зоне пенепплена речные долины частично наследуют раннемиоценовые. Амплитуды поднятий в зоне пенепплена составили до 150 м. Амплитуда вертикальных голоценовых движений измеряется единицами метров. С ними связано образование пойменных и русловых россыпей золота, накопление в зонах погружения торфа, усиление трещиноватости, и в связи с этим, возрастание водообильности. Неотектонические движения, преобразующие ландшафты, продолжают по настоящее время.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа N-41-ХІІІ выявлено и в разной степени детальности изучено большое количество месторождений, проявлений, пунктов минерализации и геохимических ореолов горючих, металлических и неметаллических полезных ископаемых и пресных подземных вод. Всего на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения домезозойских образований и геологических картах дочетвертичных и четвертичных образований показано 542 объекта различного ранга, из которых 151 рассматриваются в ранге месторождений (из них 121 россыпное), 265 – проявлений, 114 – пунктов минерализации и 11 – первичных геохимических ореолов.

В разные годы на описываемой территории осуществлялось добыча золота, урана, кварца, каолина, мрамора, строительных камней, кирпичных глин и пресных подземных вод. Многие из месторождений этих полезных ископаемых к настоящему времени уже выработаны, другие по различным причинам законсервированы и числятся в резерве. Практический интерес представляют сейчас месторождения золота, каолина, мрамора, строительных материалов и подземных вод, эксплуатация которых продолжается и в настоящее время. Ниже приводится краткая характеристика наиболее типичных и перспективных объектов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа известно лишь одно малое месторождение торфа.

ТОРФ

Представлено одним малым месторождением – *Поползуха* (I-3-26), расположенным в пойме одноименной реки. Месторождение низинного типа представлено осоковой залежью, вытянутой с северо-запада на юго-восток с уклоном в юго-восточном направлении в сторону реки. Площадь месторождения в границах нулевой залежи 45,7 га, промышленной залежи (на глубине 0,7 м) – 9,5 га. Максимальная глубина 2,0 м. Торф подстилается суглинком, перекрывается почвенным слоем.

Средняя степень разложения торфа – 31 %; зольность – 23,5 %; влажность – 86,1 %; рН – 6,0. Торф месторождения может использоваться в сельском хозяйстве в качестве удобрения [157].

Запасы торфа-сырца при средней глубине залежи 1,21 м составляют 114 950 м³ или 29,1 тыс. т.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Представлены месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации черных, цветных, редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных металлов.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

В пределах листа известны 16 проявлений и 4 пункта минерализации железа, относящиеся к четырем рудно-формационным типам. Более многочисленны (7 проявлений и 3 пункта минера-

лизации) железорудные объекты первого рудно-формационного типа – скарново-магнетитового, из которых лучше изученным и известным является *Краснокаменское проявление* (I-1-6). Оно расположено в зоне северо-западного контакта одноименного интрузивного массива, где приурочено к осадочно-вулканогенным отложениям краснокаменской толщи, среди которых преобладают вулканогенные образования непрерывного ряда от базальтов до дацитов. Породы рассланцованы и претерпели значительные изменения (серицитизация, альбитизация, окварцевание, хлоритизация). В верхах толщи отмечаются прослои мраморов. Оруденение представлено двумя рудными залежами, к которым приурочены магнитные аномалии К-1 (западная) и К-2 (восточная). Скважиной Р-35 Зеленогорской экспедиции в зоне эпицентра аномалии К-1 в интервале 101,5–110,0 м были вскрыты сплошные магнетитовые и магнетит-гематитовые руды, содержащие до 60 % железа валового.

На площади магнитной аномалии К-2 оруденение вскрывалось скважинами 1016 и 1018. Скважиной 1016 в интервале 946,1–1 206,2 м было вскрыто 6 рудных тел, которые условно объединялись в 2 рудных горизонта. Первый горизонт, выделяемый в интервале 946,1–1 029,2 м, объединял 3 рудных тела мощностью 5,2; 45,8 и 8,1 м, разделяемых безрудными участками мощностью 10,5 и 14,4 м. Одиночное рудное тело 4 мощностью 3,5 м было вскрыто в интервале 1 122,5–1 126,0 м. Второй горизонт, объединяющий 2 рудных тела, был вскрыт в интервале 1 153,0–1 206,2 м. Мощность рудных тел 29,5 и 2,1 м, расстояние между ними достигает 23,7 м. Скважиной 1018 оруденение было вскрыто в интервале 1 217,2–1 234,8 м. Рудные тела сопровождаются маломощными зонами скарнов пироксен-эпидот-гранатового состава. Руды сложены магнетитом с наложенным более поздним сульфидным (пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин) оруденением. По структурно-текстурным особенностям выделяются два основных типа руд: массивные и прожилково-вкрапленные. Среднее содержание железа валового в сплошных рудах от 46 до 61 %; во вкрапленных – от 26 до 44 %. По геофизическим данным рудные тела имеют изометричную в плане пластообразную форму и размеры от 150 до 650 м по простиранию и от 250 до 600 м по падению.

Прогнозные ресурсы проявления по данным поисковых работ оценивались в 80 млн т, по геофизическим данным ресурсы до глубины 1 200 м оценивались в 150 млн т [122].

К этому рудно-формационному типу относятся и проявления: *Иматкинское* (III-1-3), *Радиомайское* (III-2-18), *Магадеевское* (III-2-23), и пункты минерализации: *Грибановский* (II-1-31), *Бирюковский* (IV-2-1), *Сокольниковский* (IV-2-6). Они представлены маломощными прослоями, тонкими прожилками и вкрапленностью магнетита в скарнированных и эпидотизированных породах. Содержание железа (валового) в таких рудах колеблется в широких пределах от 20,90 % (во вкрапленных рудах) до 73,47 % (в массивных рудах). К этому же типу отнесены и проявления Степнинской группы: *Фалалеевское* (IV-2-14), *Булычевское* (IV-2-15), *Северо-Гологорское* (IV-2-16), *Гологорское* (IV-2-18), приуроченные к зоне восточного эндоконтакта Степнинского массива. Оруденение локализуется в биотит-кордиеритовых и биотит-полевошпат-кварцевых роговиках, пироксеновых, пироксен-гранатовых и гранатовых скарнах и мраморизованных известняках, залегающих в кровле интрузивного массива. Типы руд: вкрапленные, прожилково-вкрапленные и в виде маломощных прослоев сплошных магнетитовых руд. Они образуют линзовидные рудные тела мощностью до 12 м и протяженностью 100–300 м по простиранию и 200–400 м по падению. В зоне выветривания руды мартитизированы, разрушены и представлены порошковидными рыхлыми разностями с реликтами менее выветренных плотных или пористых мартитизированных руд. В рудах содержится от 16,4 до 68,0 % валового железа. Прогнозные ресурсы руд по проявлениям оценивались в количествах от 2,0 до 12,5 млн т [146].

Ко второму рудно-формационному типу – бурожелезняковому – кор выветривания отнесены 6 проявлений: *Масловское* (II-1-6), *Беловское* (II-1-24), *Аминевское* (III-1-13), *Воронинское* (III-2-2), *Лиственная сопка* (IV-2-17), *Каменно-Санарское* (IV-3-17) и один пункт минерализации – *Граневский* (II-2-1). Они приурочены к зонам контактов (часто тектоническим) терригенных, вулканогенных и карбонатных образований. Рудные залежи в виде пласто- и линзообразных тел и гнезд различной формы залегают среди выветрелых филлитовых, серицитовых, тальковых, слюдяных сланцев, серпентинитов и мраморизованных известняков. Они сложены ноздреватыми, кавернозными, ячеистыми, натечными бурыми железняками, массивными или в виде обломков и желваков, цементированных глинистой охристой желтовато-бурой массой. Мощность рудных тел колеблется от 1,0 до 9,0 м [146, 151, 166]. Несколько отличается от остальных проявление *Лиственная сопка*, оруденение которого приуроченное к зоне юго-западного контакта гранитоидов Степнинского массива с осадочно-вулканогенными образованиями шеметовской толщи. Оруденение представлено своеобразной кварцевой брекчией на бурожелезняковом цементе. Мощность этой толщи около 50 м. В центральной части ожелезненной зоны

залегает выдержанный горизонт массивных бурых железняков мощностью около 3,0 м. Содержание Fe_2O_3 достигает 73,31 % [146].

С некоторой долей условности к этому рудно-формационному типу относится и *Аминевское проявление*, расположенное в зоне тектонического контакта вулканогенных образований сухтелинской толщи (D_{2-3}) и мраморизованных известняков сосновской толщи (C_1). Скважинами, отстоящими друг от друга на 2,2 км, были вскрыты карстовые полости, заполненные меловыми песчано-глинистыми отложениями. Среди этих осадков отмечались прослои бурого железняка мощностью 5,3 м (скв. 173/5,7–11,0) и 32,1 м (скв. 171/0,4–32,5), сложенные желваками и жеодами различной величины и формы, сцементированными охристо-глинистым материалом [151].

Содержание железа в бурых железняках изменяется в широких пределах от 38,7 до 81,4 %.

Железо-марганцевый метавулканогенно-кремнистый рудно-формационный тип представлен в пределах листа одним проявлением – *Вишнево-ское* (III-1-8), приуроченным к верхам краснокаменской толщи, сложенным кварц-серицитовыми сланцами. Продуктивная толща, сложенная кварц-магнетит-гематитовыми рудами, прослежена по развалам и коренным выходам на протяжении 800 м. Содержание железа в рудах от 21,6 до 68,0 %.

По данным магнитометрии было установлено наличие трех рудных тел мощностью 8–12 м и протяженностью 40–70 м. Скважиной 1005, пройденной в эпицентре магнитной аномалии, в интервале 58,7–77,5 м было вскрыто переслаивание кварц-гематитовых руд с хлоритовыми породами. В интервале 59,5–62,5 м выделено рудное тело с содержанием валового железа 21,98 % [151].

МАРГАНЕЦ

Известны 3 проявления и 2 пункта минерализации марганца, которые с некоторой долей условности (из-за их недостаточной изученности) отнесены к трем рудно-формационным типам.

К объектам первого типа (марганцевому терригенно-кремнистому) отнесены *Демидовское проявление* (I-1-4) и *Коелгинский пункт минерализации* (I-4-12). *Демидовское проявление* расположено на площади развития вулканогенных образований краснокаменской толщи (D_3), превращенных в серицит-альбит-кварцевые сланцы. В элювиальном развале (размером 50×50 м) среди обломков и щебенки сланцев были обнаружены небольшие (до 5 см) обломки марганцевых руд, темно-серых плотных мелкозернистых, содержащих до 46,5 % марганца, 1,68 % железа и 0,52 % цинка [151].

Коелгинский пункт минерализации расположен на площади развития интенсивно измененных вулканитов основного состава березиновской толщи (C_1). На площади аномалии ВП (интенсивностью 2 %) среди ожелезненных серицитовых сланцев были вскрыты две линзы кварц-гематитовых пород протяженностью 150 и 25 м и мощностью 50 и 10 м. Оруденение представлено тонкими прожилками, гнездами и налетами по трещинам псиломелана. Содержание марганца в кварц-гематитовой породе – 1,52 %; в плотных рудах до 44,16 % [169].

Ко второму (марганценосных кор выветривания) рудно-формационному типу относится *Северо-Целинное проявление* (IV-4-9), расположенное на площади развития осадочно-вулканогенных образований базальт-андезитовой толщи (D_3ba). Оруденение приурочено к коре выветривания гематит-кремнистых туффилов, залегающих среди андезибазальтов. Скважиной У-52 (инт. 30,7–34,4 м и 38,7–43,1 м) были вскрыты окисленные рыхлые, глинисто-обломочные псиломелан-пирролюзитовые марганцевые руды, содержащие от 16,0 до 24,7 % MnO. В невыветрелых вишнево-красных туффитах содержится от 1,7 до 5,4 % MnO [169].

К третьему (марганцевому карбонатному) рудно-формационному типу с большой долей условности отнесено *Иматкинское проявление* (III-1-2), расположенное в зоне южного экзоконтакта Вандышевского гранитного массива. Скважиной 1002 на глубине 204,1–207,0 м среди скарнированных основных пород были вскрыты массивные родохрозит-кварц-карбонатные руды бледно-розового цвета, содержащие до 23,87 % марганца [151].

Не определена формационная принадлежность *Сухоложского пункта минерализации* (III-1-18), расположенного на площади развития вулканогенно-осадочных отложений булатовской толщи (S_1-D_1bl). Среди элювиальных развалов жильного кварца были обнаружены обломки кварца с примазками и гнездами минералов марганца. Содержание марганца в кварце достигало 21,4 %; железа – 1,43 % [151].

ХРОМ

Представлен одним проявлением и двумя пунктами минерализации.

В западной части листа известны одно проявление – *Масловское* (II-1-2) и один *безымянный пункт хромитовой минерализации* (IV-1-16), расположенные на площади небольших тел, сложенных серпентитизированными ультраосновными породами куликовского комплекса. Оба объекта относятся к хромитовой дунит-гарцбургитовой рудной формации. Оруденение *Масловского проявления* представлено небольшими линзами хромитов протяженностью 20 и 10 м и мощностью 1,0 и 1,5 м, расположенными в 200 м друг от друга. Рудные тела сложены массивными и густовкрапленными рудами, содержание трехоксида хрома в которых изменяется от 43,56 до 46,40 % [151].

Безымянный пункт минерализации, обнаруженный в отвалах старой канавы, представлен обломками серпентинитов, содержащих гнезда хромитов. Содержание трехоксида хрома не превышает 18,60 % [113].

Чампаловский пункт минерализации (I-4-18) расположен в северо-восточной части листа, где на склоне холма в промоине были обнаружены слабо окатанные обломки серпентинитов, углеродистых пород, кварца и хромитов. Хромиты представлены вкрапленными и густовкрапленными рудами, в которых содержалось 33,52–43,63 % трехоксида хрома и 15,3–18,5 % трехоксида железа.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Учитываются 3 проявления и 8 пунктов минерализации, относящиеся к двум рудно-формационным типам: медно-кварцевому жильному и медно-порфировому. Большинство объектов (1 проявление и 6 пунктов минерализации) относятся к первому рудно-формационному типу. Они фиксируются в тонких (до 2 см) кварцевых прожилках и в зальбандах более мощных (2–5 см) прожилков и тонких (до 0,3 м) кварцевых жил, где отмечается вкрапленность пирита и халькопирита. Вмещающие породы представлены хлоритизированными и эпидотизированными сланцами (*пункт минерализации Восточный* (I-3-11) и скв. 199 I-3-9), полевошпат-биотит-хлорит-кварцевыми сланцами (*пункт минерализации скв. 509* (I-3-12)), кристаллосланцами (*проявление скв. Д-93* (II-3-36) и *пункт минерализации скв. Д-124* (II-3-5)), песчаниками (*пункт минерализации скв. Д-118* (II-3-1)) и амфиболитами (*пункт минерализации Михайловский* (II-3-15)). Содержание меди в них обычно низкие 0,1–0,25 %, редко более 1,0 % (проявление скв. Д-93), практического интереса они не представляют [84].

Ко второму (медно-порфировому) рудно-формационному типу отнесены *Урманское проявление* (IV-4-27) и 2 пункта минерализации – *Центральный* (III-4-1) и *№ 12* (III-4-18), оруденение которых представлено вкрапленностью пирита и халькопирита в измененных (хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, окварцевание, серицитизация) базальтах и андезитах. В зонах выветривания отмечаются примазки медной зелени [92, 167]. Содержание меди в рудах этого типа обычно не высокие (0,10–0,74 %).

Не ясен рудно-формационный тип *Александровского проявления* (I-3-3), расположенного на площади небольшого тела серпентитизированных ультраосновных пород куликовского комплекса. Оруденение приуроченного к участку брекчированных серпентинитов в зоне восточного контакта их с туфоалевролитами краснокаменной толщи. Минерализация представлена налетами, корочками и прожилками ярко-зеленого малахита по мелким открытым трещинам. В обн. 2228 мощность минерализованной зоны составляла 10–15 см, а содержание в ней меди достигало 2,91 %. В других выработках, вскрывших брекчированные серпентиниты с примазками медной зелени, содержание меди составляло 0,01–0,09 % [84].

МЕДЬ, ЦИНК

Известны 10 проявлений и 2 пункта минерализации медно-цинкового оруденения, которые отнесены к двум рудно-формационным типам – медно-цинково-колчеданному и медно-свинцово-цинковому баритоносному. Большинство объектов (9 проявлений и 1 пункт минерализации) относится к первому рудно-формационному типу. Чаще они приурочены к зонам тектонических нарушений субмеридионального и северо-западного направлений, где вмещающие осадочно-вулканогенные породы обычно рассланцованы и под воздействием процессов хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и окварцевания превращены в кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. Измененные породы несут сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) различной интенсивно-

сти – от вкрапленной и прожилково-вкрапленной до массивных колчеданных руд. Все объекты этой группы (кроме Поляновского проявления) характеризуются невысоким содержанием полезных компонентов (0,51–0,72 % меди; 0,17–2,84 % цинка) и незначительными масштабами оруденения.

Наиболее известным и лучше изученным объектом этой группы является *Поляновское проявление* (II-4-35). Оно расположено на площади развития осадочно-вулканогенных отложений березиновской толщи в зоне пересечения тектонических нарушений субмеридионального и северо-западного простираний. Оруденение локализовано в рассланцованных вулканитах основного состава превращенных в серицитовые, кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты. Рассланцованные и измененные породы минерализованы пиритом, халькопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом, пирротином, изредка арсенопиритом. Выявлено 6 пластообразных и линзовидных рудных тел мощностью от 2,42 до 8,11 м, протяженностью от 50 до 160 м субмеридионального простирания с восточным падением под углами 30–70°. Рудные тела сложены массивными колчеданными и прожилково-вкрапленными рудами, обладающими одинаковым минеральным составом. Над рудными телами развиты зоны окисления, мощность которых достигает 30–40 м, где основными рудными минералами являются: гематит, халькозин, борнит, ковеллин, пентландит, золото, серебро [167].

Распределение полезных компонентов в рудных телах крайне неравномерное. В массивных колчеданных рудах содержится: меди – 0,90–3,04 %, цинка – 0,71–12,45 %, золота – 1,10–3,60 г/т, серебра – до 52,97 г/т; в прожилково-вкрапленных рудах: меди – 0,69–0,75 %, цинка – 0,36–1,26 %, золота – до 1,0 г/т, серебра – 12,0–51,9 г/т; в зоне окисления: меди – 0,12–0,80 %, цинка – 0,10–0,39 %, золота – 1,0–37,7 г/т, серебра – 3,8–1 103,4 г/т [111].

Запасы полезных компонентов оценивались по категории С₂ в следующих количествах: медь – 4,5 тыс. т (при средних содержаниях 0,51 %), цинк – 17,4 тыс. т (1,97 %), золото – 857 кг (1,0 г/т), серебро – 15 т (16,7 г/т), сера – 101,6 тыс. т (11,45 %).

Верхние горизонты зоны окисления были отработаны ОАО «Южуралзолото» на золото до глубины 10–15 м.

Ко второму медно-свинцово-цинковому баритоносному рудно-формационному типу относится, вероятно, *Санарский пункт минерализации* (III-4-53), расположенный на площади развития осадочно-вулканогенных образований кособродской толщи. Оруденение приурочено к зоне тектонического нарушения субмеридионального простирания, по которому контактируют порфиновые андезиты и риолиты. В зоне контакта породы рассланцованы, хлоритизированы и серицитизированы и несут прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. Вдоль контакта прослежены две параллельные зоны брекчирования вулканогенных пород, обломки которых сцементированы крупно- и мелкокристаллическим баритом с обломками минерализованных пород. Зоны брекчированных пород прослежены на протяжении 150 м, где они имеют мощность 1,5–2,0 м и крутое (60–70°) восточное падение. Расстояние между ними 8–10 м. В брекчиях содержится: меди – 0,10–0,31 %; цинка – 0,21 %; золота сл. – 2,2 г/т; серебра – 2,0–33,0 г/т [167].

Не определен рудно-формационный тип *Белоключевского проявления* (IV-4-26), расположенного на площади развития терригенных отложений кособродской толщи, прорванных вертикальной дайкой керсантитов мощностью около 5 м юго-восточного простирания. Вокруг дайки отмечалась зона (мощностью 0,5 м) брекчирования, представленная обломками туфопесчаников сцементированных гидроокислами железа. На северо-западном окончании дайки, где брекчии сильно окислены, образовалась зона развития бурых железняков протяженностью 5 м и мощностью 0,3 м. В бурых железняках отмечались: гематит, лимонит, азурит, малахит, куприт, халькозин. В оруденелых брекчиях содержится: меди – 10,34 %, цинка – 0,45 %, серы – 3,49 %; в туфопесчаниках: меди – 0,27 %, цинка – не обнаружено, серы – 0,96 % [92].

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

Известны 4 проявления, оруденение которых отнесено к молибден-медно-порфировому рудно-формационному типу. Более изученным является *Зеленодольское проявление* (I-4-21), приуроченное к площади развития осадочно-вулканогенных образований базальт-андезитовой толщи (D₃ba).

Оруденение локализовано в зонах эндо-экзоконтактов Зеленодольской интрузии порфировых диоритов биргильдинско-томинского комплекса, представленной двумя штоками (Северным и Южным), вытянутыми в субмеридиональном направлении с падением на юго-юго-восток. Интрузивные образования и вмещающие их туфогенно-вулканогенные породы в зоне тектонического нарушения субмеридионального простирания интенсивно рассланцованы, ме-

стами брекчированы и подвергнуты метасоматическим изменениям (биотитизация, пропилитизация, серицитизация, окварцевание) и превращены местами в кварц-серицитовые и хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит) приурочена к эндо-экзоконтактам штоков и локализуется чаще в пределах кварц-серицитовой зоны метасоматоза. Оруденелые породы образуют два штокверка – Северный (протяженностью 900 м, вертикальной мощностью 170–200 м и горизонтальной мощностью 170–400 м) и Южный (протяженностью 1 700 м, вертикальной мощностью 35–295 м, горизонтальной мощностью 170–460 м). В пределах Северного штокверка среднее содержание меди – 0,48 %, молибдена – 0,005 %. Оруденение Южного штокверка приурочено к апикальной части Южного штока порфировых диоритов. Сульфидная минерализация локализована здесь, в основном, в зонах кварц-серицитовых и хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов. В рудах установлено среднее содержание меди – 0,35 %, молибдена – 0,004 %, золота – 0,25 г/т, серебра – 1,7 г/т.

Прогнозные ресурсы меди (P_1) при бортовом содержании 0,2 % оценивались в 1 017 тыс. т (460 тыс. т по Северному штокверку и 557 тыс. т по Южному), молибдена – 6,4 тыс. т при бортовом содержании 0,005 % [171].

Принадлежащее к этому же типу *Заураловское проявление* (I-1-5) расположено на площади развития вулканогенных образований краснокаменной толщи в зоне западного экзоконтакта Краснокаменского сиенитового массива. Оруденение представлено вкрапленностью молибденита и сульфидов меди в порфировых дацитах вскрытых скв. 1023 (инт. 307,2–308,0 м). Содержание молибдена достигает 0,476 % [122, 151].

К этому же типу относятся, вероятно, и *проявления Константиновское* (II-4-25) и *Молибденовый участок* (IV-4-17). Первое из них расположено в зоне восточного экзоконтакта гранитоидов Коелгинского массива вблизи тектонического нарушения субмеридионального простирания в зонах брекчирования и гидротермального изменения (окварцевание, серицитизация) пород березиновской толщи. Оруденение, представленное вкрапленностью и маломощными прожилками пирита, реже халькопирита и молибденита, вскрыто скв. 204 (инт. 98,9–246,0 м) и скв. 208 (инт. 48,0–150,0 м). Содержание молибдена изменяется от 0,001 до 0,026 %, достигая в отдельных пробах 0,056 % [167].

Проявление Молибденовый участок расположено в зоне экзоконтакта Центрального массива гранитоидов и вулканитов кособродской толщи. Оруденение локализовано в хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах, образованных по рассланцованным вулканитам и по плагиогранитам массива. Оно представлено вкрапленностью магнетита, гематита, халькопирита, пирита, молибденита. Молибденит отмечался в зальбандах тонких (7–8 мм) кварцевых прожилков и по плоскостям рассланцевания. Мощность минерализованной зоны по данным бурения изменяется от 8,8 до 35,4 м, а содержание молибдена – от 0,005 до 0,114 %. Оруденение фиксируется контрастным ореолом размером 200–600×2 500 м (при содержании молибдена 0,001–0,05 %), почти полностью совпадающим с аномалией поляризуемости. Северная и центральная части его пространственно совмещаются со слабоконтрастным ореолом меди размером 150–400×200 м с содержанием меди 0,02–0,07 % [169].

ЦИНК

Представлен одним пунктом минерализации – *скв. Д-71* (II-3-46), расположенным в зоне контакта графитисто-биотитовых плагиосланцев еремкинской толщи с дайкой биотитовых гранитов. Оруденение приурочено к зальбандам небольшой кварцевой жилы, где представлено вкрапленностью пирита, сфалерита и редко молибденита. Содержание цинка достигает 0,62 % [84].

СВИНЕЦ, ЦИНК

Представлены восемью проявлениями и двумя пунктами минерализации, которые относятся к двум рудно-формационным типам – свинцово-цинковому карбонатному стратиформному и переотложенных кор выветривания полиметаллического оруденения. Оруденение объектов первого типа, объединяющего семь проявлений и один пункт минерализации, приурочено к площадям развития мраморизованных известняков биргильдинской толщи (С, bg), где отмечались зоны брекчирования, окварцевания, биотитизации и амфиболизации, в которых наблюдалась вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.

Лучше изученным является *Крестовоздвиженское проявление* (IV-3-13). В конце XVIII сто-

летия оно разрабатывалось как меднорудное, а в 1951–1955 гг. на его площади были проведены поисковые работы. Проявление расположено на площади развития карбонатных отложений биргильдинской толщи, представленных пачкой серых и темно-серых средне- и мелкозернистых мраморов, имеющих северо-северо-восточное простирание и крутое (60–80°) западное падение. Внутри толщи мраморов отмечается зона брекчированных пород мощностью около 15 м, представленная остроугольными обломками мрамора (иногда с сульфидной минерализацией), сцементированными мелкозернистой слюдисто-хлоритово-карбонатной породой зеленовато-серого или красноватого цвета. В средней части полосы развития мраморов отмечалась зона интенсивно окварцованных, биотитизированных, амфиболизированных и микроклинизированных («гранитизированных») мраморов. Оруденение локализовано восточнее зоны брекчированных пород, где приурочено к толще среднезернистых мраморов вблизи контакта их с мелкозернистыми мраморами. Мощность рудоносной зоны изменяется от 20 до 120 м. Она прослеживается по простиранию на протяжении 1 600 м. Минерализация представлена вкрапленностью сульфидов, приуроченной к тонким трещинам сланцеватости, и редкими кварц-сульфидными прожилками мощностью от долей до 10–15 см. Всего было выделено 31 рудное тело линзообразной формы мощностью 2–3 м, редко 5 м, протяженностью по простиранию 100–1 000 м и по падению 40–60 м.

Минеральный состав руд: пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит, пирротин, арсенопирит, блеклые руды, молибденит, борнит, халькозин, ковеллин, магнетит. Максимальное содержание свинца в рудах достигало 4,47 % (среднее 0,97 %), цинка – 5,29 % (среднее 1,01 %). Запасы свинца оценивались в 4,9 тыс. т, цинка – 5,1 тыс. т [91].

Такой же характер оруденения отмечался и на других проявлениях этого типа – *Котликское* (II-3-6), *Каменно-Павловское* (III-3-34) и *проявление скв. 1009* (IV-3-6). На *Андреевском проявлении* (III-3-56) кроме прожилково-вкрапленной минерализации в мраморах отмечались чечевицеобразные гнезда (до нескольких метров в поперечнике) и жильные тела мощностью от 4,0 см до 4,5 м (в раздувах), сложенные массивными сфалерит-галенитовыми и галенитовыми рудами. Жильные тела имели северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углами 30–50°. В рудах отмечались: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, иорданит и халькопирит. В сплошных галенитовых рудах содержание свинца достигало от 20,0 до 63,0 %; серебра – от 106 до 633 г/т. За период 1915–1917 гг. было добыто 2 160 т руды. Известные рудные тела полностью отработаны [91].

На *Гавришло-Архангельском проявлении* (III-3-25) оруденение представлено тонкой (4,0–6,5 см) жилкой галенита, имеющей северо-западное (305°) простирание и юго-западное (45°) падение. Жилка была прослежена на протяжении 30–40 м. Скважиной были вскрыты две мало-мощные (0,3 и 0,4 м) зоны с редкой вкрапленностью галенита и сфалерита, где содержание свинца достигает 0,75 и 0,8 %, а цинка 0,23 и 0,26 % [91].

Ко второму формационному типу отнесены: *Мариинское проявление* (III-3-46) и *Никольский пункт минерализации* (III-3-60), оруденение которых представлено обломками бурого железняка в глинистых покровных отложениях. В бурых железняках содержится: свинца – до 0,5 %; цинка – до 0,6 %. Кроме бурых железняков на Мариинском проявлении в темно-серых и темно-бурых глинах мысовской свиты (K_2ms), выполняющих карстовые понижения в мраморах биргильдинской толщи, содержится большое количество пирита и обломков галенит-сфалеритовой руды. В скв. 69 (инт. 24,0–24,5 м) керн почти полностью состоит из обломков руды и содержит 14,86 % свинца и 29,49 % цинка. В скважине вскрыто 5,3 м (инт. 21,5–26,8 м) рудных глин со средним содержанием свинца – 2,55 %; цинка – 4,01 % [91].

На *Покровском проявлении* (III-3-80) отмечалось оруденение обоих типов. Оруденение в мраморах представлено мелкими ветвящимися прожилками галенита и сфалерита или их вкрапленностью различной интенсивности. Содержание свинца в рудах составляет 1,16–1,80 %; цинка – 0,19–2,70 %; меди – до 0,15 %. Оруденение второго типа представлено делювиальными глинами серыми и темно-серыми, залегающими в карстовых углублениях в мраморах, глубина которых достигает 110 м. В глинах присутствуют обломки кварца, бурого железняка, сидерита, мрамора; зерна и обломки пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, ковеллина, борнита, азурита и самородной меди. Среднее содержание свинца – 1,50 %; цинка – 0,37 %. В отдельных интервалах содержится 4,0–8,0 % и даже 11,8 % свинца; 2,0–3,0 % цинка; 3,0–4,0 % меди и до 49 г/т серебра [91].

НИКЕЛЬ

Известны два проявления и пять пунктов минерализации, относящиеся к кобальт-никелевой силикатной рудной формации кор выветривания. Они расположены на площадях развития сер-

пентинизированных ультраосновных пород куликовского и западнокочкарского комплексов, слагающих небольшие массивы и малые тела. На серпентинитах развиты коры выветривания линейно-площадного типа. Необходимо отметить, что в пределах листа коры выветривания представлены обычно нижними зонами (выщелачивания и дезинтеграции), верхние зоны (охр и нонтронитов) чаще всего отсутствуют, о чем свидетельствуют низкие (до 0,5 %) содержания никеля в выветрелых серпентинитах.

Промышленные содержания никеля отмечались только в корях выветривания *Чампаловского* (I-4-22) и *Тюленьбаевского* (II-2-4) проявлений, где в понижениях палеорельефа сохранились нонтронитизированные серпентиниты, мощность которых достигала 37,5 м (Тюленьбаевское проявление). Содержание никеля обычно неравномерное и колеблется в широких пределах (от 0,1 до 1,1 %) даже в разрезе одного рудного тела [151, 169].

ВОЛЬФРАМ

Представлен пятью проявлениями и двумя пунктами минерализации, из которых большинство (4 проявления и 2 пункта минерализации) отнесены к вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой формации и одно проявление (*Казаковское* (IV-2-10)) – к вольфрам-молибденовой скарновой. Объекты первой формации расположены на площадях развития гранитоидов степнинского, вознесенского и кособродского комплексов. Они представлены кварцевыми прожилками (мощностью до 0,1 м) и жилами различной (0,1–2,5 м) мощности и простирания, сложенными молочно-белым и серым часто обохренным кварцем, минерализованным турмалином, флюоритом, пиритом и шеелитом.

С гранитоидами вознесенского и кособродского комплексов связано *Биткуевское проявление* (жила № 3) (IV-4-23) и пункты минерализации: *Каменно-Санарский* (IV-4-15) и *Каменно-Шиханский* (жила № 2) (IV-4-24). *Биткуевское проявление* (жила № 3) представлено серией маломощных (от 1–2 до 10–12 см) и коротких (2–3 м) кварцевых жил и прожилков, залегающих среди рассланцованных и измененных диоритов и кварцевых диоритов вознесенского комплекса, слагающих зону восточного эндоконтакта Каменского массива. В участках жил, где отмечалась вкрапленность шеелита, по данным химического анализа содержание WO_3 составляло 0,18–0,65 % [121].

Пункты минерализации представлены развалами глыб и обломков кварца и линзообразными кварцевыми жилами субмеридионального и юго-восточного (132–157°) простирания с крутым (75–85°) западным падением мощностью 0,15–0,70 м. Кварц минерализован турмалином, пиритом, халькопиритом и шеелитом светло-коричневого и желтовато-серого цвета, образующим отдельные включения, небольшие гнездообразные скопления и мелкую вкрапленность. Содержание WO_3 изменяется от 0,006 до 0,020 % [121].

Большой интерес представляют кварцевые жилы, развитые в гранитоидах степнинского комплекса, слагающих Бирюковский и Степнинский массивы. В западном эндоконтакте первого массива расположено *Бирюковское* (жила № 1) проявление (IV-1-4), представленное кварцевой жилой юго-восточного простирания, прослеженной на протяжении 70 м [137]. Мощность ее по простиранию не выдержана – изменяется от 5 см до 1,0 м. Содержание в кварце жилы WO_3 также сильно изменчиво и колеблется от следов до 1,89 %. В средней части жила разветвляется на ряд прожилков мощностью от 0,1 до 0,4 м. Необходимо отметить, что именно на этом участке установлены самые высокие (1,82 и 1,89 %) содержания WO_3 .

Проявления Духонина лога (жила № 2) (IV-2-5) и *жилы № 3* (IV-2-4) расположены в зоне северного эндоконтакта Степнинского гранитного массива. Они представлены серией параллельных кварцевых жил северо-восточного (35–75°) простирания с крутым (85–90°) северо-западным падением мощностью 0,1–0,4 м. Жилы сложены серым и светло-серым трещиноватым кварцем, содержащим вкрапленность пирита и шеелита кремового или желтовато-серого цвета, образующим округлые включения диаметром от 1–2 мм до 2 см. Содержание WO_3 – 0,1–0,2 % [97, 103, 137].

Как отмечалось выше, ко второй (вольфрам-молибденовой скарновой) рудной формации относится одно проявление (*Казаковское*), расположенное в зоне западного эндоконтакта Степнинского гранитного массива. На северном склоне высоты 362,2 м в обломках крупнозернистых лейкократовых гранитов были обнаружены кристаллы мориона и светло-зеленого непрозрачного берилла. Горными выработками здесь были вскрыты порфириовидные крупнозернистые граниты с многочисленными тонкими кварцевыми прожилками с вкрапленностью флюорита, в которых содержалось 0,04–0,08 % WO_3 . В скв. 240 Степнинского ГСО [146] на глубине 54,0 м был вскрыт контакт гранитов степнинского комплекса с нижележащими мраморами биргильдинской толщи (C_1). Граниты в верхней части разреза трещиноватые выветрелые каолини-

зированные, в нижней – березитизированные с вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, молибденит), содержащие 0,03–0,08 % WO_3 ; 0,0006–0,0030 % BeO ; 0,003–0,006 % Mo . С глубины 54,0 м вскрывается толща переслаивающихся кремнистых и ороговевших мраморов и карбонатно-силикатных пород. В интервале 62,0–63,0 м вскрыта прослой эпидот-гранат-пироксеновой скарнированной породы, содержащей 0,17 % WO_3 и 6,0 г/т Ag .

АЛЮМИНИЙ

Представлен одним проявлением – *Комсомольским* (IV-1-10), относящимся к бокситовой карстово-карбонатной рудной формации. Проявление расположено в пределах Сухтелинской эрозионно-структурной депрессии, где приурочено к ее восточному борту к эрозионно-карстовым впадинам, расположенным в зоне тектонического контакта карбонатных отложений сосновской толщи с вулканогенными образованиями краснокаменной толщи. Депрессия прослежена на протяжении свыше 20 км – от пос. Кидыш (на севере) до пос. Сухтелинский (на юге) при ширине от 0,25 до 2,00 км (средняя 1,50 км) при максимальной мощности рыхлых отложений 163 м.

По результатам ВЭЗ было выявлено 5 эрозионно-карстовых впадин, наиболее крупная из которых (№ 1) прослежена на протяжении 3,6 км при ширине 400–500 м. К западу от впадины № 1 отмечены еще 4 разрозненные впадины, обладающие более мелкими размерами (протяженность 0,8–2,0 км, ширина 250–300 м, при мощности рыхлых отложений 10–50 м). Впадины выполнены каолиновыми пестроцветными (буровато-красными, зеленовато-серыми, серыми) глинами, среди которых во впадине № 1 были вскрыты тела рыхлых и каменистых бокситов. Первый из них представляет собой рыхлую глиноподобную массу буровато-красного и серо-зеленого цвета с редкими оолитами, содержащую 38,00–45,42 % Al_2O_3 (среднее 43,38 %) и 7,15–15,42 % SiO_2 . Мощность рыхлых бокситов около 7,0 м. Каменистые бокситы, мощность которых достигает 28,5 м, характеризуются оолитовой структурой (размер оолитов 3–4 мм). В бокситах содержится: Al_2O_3 – 38,55–43,45 % (средн. 41,09 %); SiO_2 – 1,98–4,55 %. Бокситы гиббситовые железистые. Размер первого тела бокситов, по геофизическим данным, составляет 100×250 м, оно представляет собой линзу субмеридионального простирания с ориентировочной мощностью 57 м и прогнозными запасами 1,8 млн т.

По данным магниторазведки было выявлено 7 положительных магнитных аномалий размерами от 50×150 до 70×250 м интенсивностью от 20 до 50 гамм, вызванных, вероятно, телами слабомагнитных каменистых бокситов. Это подтвердилось совпадением аномалии М-1-Д со вскрытым телом каменистых бокситов (скв. 365, 400). Для проверки второй аномалии М-3-Д была пройдена скв. 26, которая вскрыла второе тело бокситов, залегающее в пестроцветных каолиновых глинах и песчано-глинистых отложениях синарской свиты (K,sn). По геофизическим данным, рудное тело представляет собой линзу размером 30×160 м субмеридионального простирания с ориентировочной мощностью 65 м. Рудное тело состоит из двух горизонтов – первый вскрыт в интервале 58,0–110,0 м, представлен в основном каменистыми разностями с прослоями рыхлых общей мощностью 52 м, второй – в интервале 115,0–122,0 м сложен каменистым бокситом, залегающим в пестроцветных песчано-глинистых нижнемеловых отложениях. Мощность его 7,0 м. Ресурсы второго рудного тела оценивались в 0,8 млн т.

Проверка аномалий М-1-Д и М-3-Д показала, что они вызваны телами каменистых бокситов, содержащих магнетит и поэтому предполагалось, что и остальные 5 магнитных аномалий вызваны также телами бокситов, прогнозные ресурсы которых оценивались в 10 млн т, а всего проявления в 12,6 млн т боксита [46].

ВИСМУТ

Известны два пункта висмутовой минерализации: *Радиомайский* (III-2-24) и № 10 (II-3-35), представленные вкрапленностью базовисмутита в кварцевых жилах, секущих кристаллосланцы еремкинской толщи и гранитоиды поварненского комплекса. Количество его различное от редких вкрапленников до 15–20 % от веса магнитной фракции в протолочке из кварцевой жилы в гранитах [166].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

В работе учтены 4 проявления и 16 пунктов бериллиевой минерализации, из которых только 3 пункта минерализации относятся, вероятно, к формации бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов, а остальные (4 проявления и 13 пунктов минерализации) отнесены к формации бериллиеносных пегматитов. Оруденение этих объектов приурочено к пегматитовым жилам, имеющим на площади работ довольно широкое распространение. Они представлены одиночными жилами, либо группами жил, преобладающее простирание которых субмеридиональное, падение крутое западное или восточное, мощность от 0,7 до 80,0 м, протяженность от 60,0 м до 1,0 км. Жилы имеют зональное строение, в них выделяются аплитовая, письменная, блоковая и кварцевая зоны. Гнездововкрапленная минерализация берилла локализуется чаще в зоне контакта блоковой зоны с кварцевым ядром. Содержания ВеО в жилах обычно не высокие (0,005–0,050 %) и лишь в единичных пробах достигают 0,8–1,0 %.

Наиболее известным и лучше изученным является *Борисовское проявление* (III-3-20), расположенное в зоне восточного экзоконтакта Борисовского гранитного массива на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи. Представлено пегматитовой жилой (№ 30) протяженностью около 700 м, мощностью 6–8 м и линзообразным телом (жила № 32), расположенным в 70 м восточнее северного окончания жилы № 30, протяженностью 250 м и мощностью до 35 м. Жила № 30 залегает среди хлоритизированных и карбонатизированных серпентинитов западночочкарского комплекса. Ее простирание близко к субмеридиональному, падение западное под углом 50–60°. В средней своей части жила имеет зональное строение, выраженное в смене (от зальбандов к центру) мелкозернистой аплитовой, пегматитовой и кварцевой зон. Ядро сложено серым трещиноватым кварцем.

Берилл отмечался во всех выработках, вскрывших жилу № 30, но значительные скопления видимых кристаллов приурочены к средней, более полно дифференцированной части жилы. Распределение берилла гнездововкрапленное. Размер кристаллов достигает 3×6–7 см, часто отмечаются друзовые скопления. Цвет кристаллов зеленый, желтоватый, голубовато-зеленый, бесцветный. Они располагаются обычно на границе полевошпатовой и кварцевой зон или непосредственно в кварцевом ядре в блоковом кварце. Максимальные содержания (0,280; 0,250; 0,165 %) ВеО отмечались в средней части жилы в зонах блокового кварца. В периферических частях и на флангах жилы содержание ВеО значительно ниже и редко достигает первых сотых долей процента.

В скважине визуально берилл не обнаружен. По данным химического анализа несколько повышенное (0,025–0,035 %) содержание ВеО отмечается в слюдистой оторочке жилы, а в самих пегматитах редко превышает 0,01 %.

Жила № 32 залегает среди серпентинитов и тальк-карбонатных сланцев. Она представляет собой линзовидное крутопадающее тело меридионального простирания, сложенное пегматоидным гранитом и среднезернистым пегматитом. Макроскопически берилл обнаружен в северном окончании пегматитового тела. Содержание ВеО от следов до 0,02 % [165, 166].

Как отмечалось выше, к рудной формации бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов относятся три пункта минерализации: *Благодатский* (IV-3-25), *Чернореченский* (IV-3-32) и *скв. 75* (IV-3-37). Первые два расположены в зоне западного экзоконтакта Западно-Чернореченского гранитоидного массива, где приурочены к известковым конгломератам биргильдинской толщи. Породы сложены обломками мраморов, эпидозитов и мелкозернистых плагиогранитов, сцементированными мелкозернистым биотит-амфибол-полевошпат-кварц-карбонатным цементом. В породе отмечены дайки аляскитоидных гранитов. Конгломераты карбонатизированы, окварцованы и биотитизированы, а граниты даек альбитизированы и грейзенизированы. В измененных породах содержание ВеО изменяется от 0,013 до 0,026 %. Минеральная форма не ясна. В шлифах отмечались бледно-зеленые зерна минерала, сходного с фенакитом.

Пункт минерализации скв. 75 представлен густой вкрапленностью пирита и редкой – сфалерита и галенита в углистых кварцитах, где содержание ВеО достигает 0,02 % [79].

ЛИТИЙ

Известно одно проявление – *обн. 1348* (I-3-23), расположенное в осевой части Варламовского массива в зоне контакта гранитов джабыкско-санарского комплекса (P₁) и гнейсовидных гра-

ниитоидов варшавского комплекса (С₁₋₂). Породы разбиты широтными вертикальными трещинами, заполненными кварц-флюорит-мусковитовым грейзеновым агрегатом. Мощность полостей трещин достигает 1,0 см. В составе выполняющей трещины массы количество флюорита составляет 20–30 %. В грейзеновом агрегате содержится: LiO₂ – 0,53 %; BeO – 0,0056 %; Nb₂O₅ – 0,02 % [84].

НИОБИЙ, ТАНТАЛ

Представлены одним проявлением и тремя пунктами минерализации. *Проявление Светлинское* (III-3-7) пространственно совмещено с одноименным проявлением берилла, характеристика которого приведена ниже. Танталониобиевая минерализация локализуется в пегматитовых жилах, залегающих в гранитах, гнейсах и сланцах. По условиям залегания выделяются три типа жил: а) плитообразные пластовые жилы согласные со сланцеватостью вмещающих пород; б) пологопадающие жилы в трещинах отслаивания; в) плитообразные жилы в трещинах отрыва. Мощность жил от 1,5 до 10–15 м, протяженность 300–500 м. Минерализация представлена вкрапленностью колумбит-танталита в альбитизированных и грейзенизированных пегматитах более интенсивной (до 100–250 г/т) в блоковых зонах пегматитовых тел. До глубины 10–15 м пегматиты представлены каолиновой корой выветривания. Рудные тела образуют сложные залежи, в общем повторяющие контуры вмещающих пегматитовых жил. В них содержится до 0,017 % Nb₂O₅ и 0,05 % Ta₂O₅. Запасы колумбита-танталита оценивались в 100 т.

В 1984 г. был произведен пересчет запасов Ta₂O₅ и Nb₂O₅ по гранит-аплитовым телам № 2 и № 4, которые оценивались в 4 895 кг Ta₂O₅ (при среднем содержании его – 0,053 % по телу № 2 и 0,074 % по телу № 4) и 14 695 кг Nb₂O₅ (средн. 0,131 % по телу № 2 и 0,308 % по телу № 4) [59].

Известные пункты минерализации расположены в зонах эндо-экзоконтактов Санарского гранитного массива, где приурочены к пегматоидным биотитовым гранитам и маломощным пегматитовым жилам и прожилкам. В пробах-протоколках из этих тел отмечались: колумбит в количестве 100 г/т (*Санарский пункт минерализации* (III-2-28)) и 255 г/т (*Вар-Дугинский пункт минерализации* (IV-2-9)), а также монацит, ксенотим, циркон, флюорит, молибденит, шеелит [146].

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Представлены двумя проявлениями и тремя пунктами редкоземельной минерализации, приуроченными к корам выветривания интрузивных и метаморфических пород. *Южно-Целинное проявление* (IV-4-20) приурочено к глинистым корам выветривания плагиогранитов Центрального гранитного массива. Мощность кор выветривания изменяется от 6,0 до 41,0 м, протяженность полосы развития выветрелых пород до 6,0 км при ширине 200–750 м. Было выделено два рудных тела мощностью 4,0 и 7,5 м и протяженностью 350 и 600 м, в которых отмечалась вкрапленность бастнезита и черчита. По данным количественного спектрального анализа в первом рудном теле содержание суммы редких земель достигало 0,12 %, во втором – 0,09 % [169].

Пункт минерализации скв. Г-6200 (III-3-47) и *Теплинское проявление* (III-3-74) приурочены к корам выветривания метаморфических сланцев, развитых в обрамлении Борисовского гранитного массива. В корях выветривания выделялись маломощные (до 1,0 м) интервалы с вкрапленностью монацита (до 1 230 г/т) и черчита (до 156 г/т) [116, 155].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

В этой работе учитываются 3 месторождения, 125 проявлений и 18 пунктов минерализации, относящиеся к шести рудно-формационным типам, а также 120 золотиносных россыпей различного размера и возраста. Наиболее многочисленными (2 месторождения, 77 проявлений и 2 пункта минерализации) являются объекты, относимые к золото-сульфидно-кварцевому рудно-формационному типу. Они представлены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, залегающими среди измененных и рассланцованных пород, в разной степени минерализованными магнетитом, сульфидами, иногда баритом. Золотое оруденение обычно приурочено к минерализованным участкам жил, где содержание золота изменяется от 1,0 г/т до нескольких сотен г/т.

Из золоторудных объектов этого типа самым крупным и известным является *Кочкарское*

месторождение (П-4-40), локализованное в плагиогранитах Пластовского массива. Пластовский массив характеризуется сложным строением и неоднородным литологическим составом. В северной части его (50–60 % площади массива) развиты в основном лейкократовые средне- и крупнозернистые, иногда порфиридные плагиограниты и гнейсограниты. В пределах массива широко распространены дайковые тела различного возраста и состава. Простираются в основном широтное и восточно-северо-восточное, а в южной части массива – юго-восточное. Дайки пересекают массив и, выходя из него, секут породы зоны восточного экзоконтакта, а в зоне западного экзоконтакта согласно залегают в породах слоистой метаморфической толщи. По возрасту выделяется группа ранних даек: плагиогранит-аплитов, плагиогранит-пегматитов, плагиогранитов и группа поздних даек: керсантитов, микродиоритов и фельзитов. Преобладают лейкократовые жильные породы, меланократовые породы пользуются меньшим распространением и развиты в основном в северной части массива. Длина даек изменяется от нескольких десятков метров до 300–500 м, отдельные дайки прослежены на протяжении 2–3 км до глубин 600–800 м при сохранении постоянной мощности. Мощность их изменяется от 0,3 до 10 м, редко до 20–30 м. Падение даек крутое (60–90°). Дайки Пластовского массива смяты, неравномерно расланцованы и метасоматически изменены; выделяются метаморфизованные разности («табашки»), состоящие в основном из биотита или биотита и роговой обманки (метасоматиты по породам, обогащенным темноцветными минералами), и разности, состоящие из мусковита, полевых шпатов и подчиненного биотита (метасоматиты по порфириновым породам).

Золоторудные кварцевые тела чаще развивались внутри мощных даек или между сближенными дайками, где локализовались около боков даек, пересекая их в отдельных участках и переходя с одного бока дайки на другой. Размеры рудных тел различны. Кроме тел значительной протяженности, выдержанных по мощности и падению, отмечаются тела, следующие одно за другим с перерывами от нескольких метров до десятков и даже сотен метров. Мощности жил изменяются от 0,1–1,5 до 2–3 м (в среднем 0,25–0,60 м). Формы рудных тел – от простых жиллинз, различно изогнутых, до более сложных с ответвлениями, в участках с дорудными нарушениями формы жил Т-образные, Г-образные, лестничные, подковообразные. Рудные тела в плане расположены веером, раскрытым к востоку. На отдельных участках они собраны в субпараллельные группы крупных тел восточно-северо-восточного направления с опережающими их мелкими телами широтного направления.

В составе рудных тел месторождения отмечается около 100 рудных и нерудных минералов. Среди нерудных минералов, составляющих 85–99 % массы руды, главное значение имеет кварц нескольких генераций, в подчиненных количествах присутствуют серицит, мусковит, хлорит, флогопит, биотит, анкерит, кальцит, турмалин и др. Рудные минералы составляют от 1–5 до 10–15 % (очень редко до 40–50 %) массы руды. Среди них преобладают пирит (несколько генераций), арсенопирит и марказит; в меньших количествах отмечаются халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, тетраэдрит, тетрадимит, висмутин, шеелит, золото, еще реже – молибденит, джемсонит, буланжерит, кобальтин и др. Золото встречается в виде мелких зерен, чешуек, листочков, пластинок, пленок, дендритовидных и жилковидных агрегатов. Размеры золотин – от 0,001 до 2,5 мм, редко отмечались скопления – самородки весом до 2,5 кг. Пробность золота в первичных рудах до 750–800, в окисленных – до 870–900. Распределение золота в рудах неравномерное. Характерно чередование промышленных участков жил с непромышленными, протяженность которых колеблется от нескольких метров до десятков, а иногда и сотен метров. Содержание золота изменяется от следов до нескольких сотен г/т. Первая золотоносная кварцевая жила на месторождении была открыта в 1862 г. при разработке россыпей Успенского прииска, а к 1900 г. было открыто уже около 1 000 жил, на которых действовало до 600 шурфов и мелких шахт [77, 84]. В настоящее время месторождение разрабатывается ОАО «Южуралзолото Группа Компаний» и ОАО «Восточное» (5 жил). На 01.01.2013 г. балансом учитываются запасы золота категорий А+В+С₁ в количестве 9 937 кг; С₂ – 9 738 кг; забалансовые – 7 451 кг.

На площади Пластовского массива расположено и *Ново-Троицкое золоторудное месторождение* (П-4-51), обладающее аналогичным геологическим строением. От вышеописанного Кочкарского месторождения оно отличается преобладанием кварцевых жил сложного строения с повышенными содержаниями мышьяка, свинца и цинка. Из руд месторождения кроме золота извлекался также и мышьяк, содержание которого достигало промышленного уровня. Месторождение разрабатывалось, в настоящее время числится в резерве с забалансовыми запасами 3 670 кг золота и 43 420 т мышьяка (на 01.01.2013 г.).

Второй (золото-сульфидный) рудно-формационный тип представлен 1 месторождением, 18 проявлениями и 4 пунктами минерализации. Чаще они расположены в зонах тектонических нарушений, где породы брекчированы, расланцованы, в значительной степени изменены и несут сульфидную минерализацию различной интенсивности. Содержание золота в них харак-

теризуется большими колебаниями – от 2,2 г/т (*Кособродское проявление (III-4-51)*) до 343,4 г/т (*проявление обн. У-7190 (I-4-20)*).

Среди объектов этой группы более изученным и известным является *Светлинское месторождение (III-2-10)*, расположенное на площади развития вулканогенно-осадочных образований краснокаменной толщи. В основании разреза рудовмещающих отложений залегают мраморы, которые выше по разрезу сменяются терригенно-карбонатными углеродсодержащими и вулканогенно-терригенными образованиями, содержащими прослойки вулканитов основного состава и их туфов. Все породы месторождения метаморфизованы (серицитизация, биотитизация, карбонатизация, окварцевание) и превращены в кварц-карбонат-биотитовые, серицит-биотит-кварцевые, кварц-серицит-биотитовые, плагиоклаз-амфиболовые и амфибол-биотитовые метасоматиты в разной степени оруденелые. На месторождении выделяются два промышленно-генетических вида руд: первичные и «рыхлые».

Первичные руды представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации в метасоматитах и сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками в кливажеподобных трещинах скальвания. Прожилково-вкрапленная рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сульфасоли свинца и серебра, теллуриды, шеелит, золото) и продуктивные кварцевожильные образования развиваются в породах определенного литологического состава – сланцах, алевролитах, полимиктовых песчаниках. В рудах содержится от 5–7 до 10–15 % рудных минералов. По составу среди первичных руд выделяются: кварц-слюдисто-пиритовые и кварц-слюдисто-халькопирит-пирит-пирротинные (в зонах вкрапленной минерализации) и кварц-теллуридно-халькопиритовые (в кварцевых жилах и прожилках). Руды кварц-слюдисто-пиритового минерального типа составляют основную массу рудных тел. В первичных рудах преобладает мелкое золото класса 0,05–0,20 мм, тесно ассоциирующее с сульфидами, но преимущественно свободное. Пробность золота 870–935. Среднее содержание золота в рудных телах – 2,75 г/т.

В восточной части месторождения развиты «рыхлые» руды, представляющие собой коры выветривания первичных руд и вмещающих пород. По составу это каолиновые, каолинит-серицитовые, каолинит-серицит-гидрослюдистые и каолинит-маршаллитовые образования, содержащие дресву и обломки кварца. Рудные минералы представлены гидроокислами железа, марганца, алюминия и др. (гетитом, гидрогетитом, гиббситом, ферритунгститом) и самородным золотом. Гипергенное золото – более крупное, от 0,1 до 1,0 мм (в среднем – 0,3 мм), редко до 1,5–3,0 мм. Среднее содержание золота в «рыхлых» рудах – 2,25 г/т. Пробность его – 970–980. Глинистые коры выветривания развиты довольно широко, их мощность превышает 200 м, достигая местами 400 м. Они залегают на поверхности сильно закарстованных мраморов. Процессы карстообразования, интенсивность которых достигала максимума в меловое время, происходили одновременно с процессами корообразования, что обусловило просадки продуктов выветривания в образующиеся карстовые полости. В результате просадок слои выветрелых пород и руд изгибались, повторяя неровности закарстованной поверхности мраморов.

В результате разведочных работ на месторождении было выделено 6 пластообразных рудоносных зон, различных по размеру (протяженностью 60–610 м, длиной по падению 20–370 м, мощностью 25–190 м) и по содержанию золота. Они представляют собой субмеридиональную вытянутую кулисообразную серию тел северо-западного простирания, прослеживающихся в коренных породах, корях выветривания и в рыхлых образованиях карстовой депрессии. Месторождение разрабатывается ОАО «Южуралзолото Группа Компаний». На 01.01.2013 г. балансом учитываются запасы золота категории C_1 – 20 720 кг (при среднем содержании – 2,3 г/т), C_2 – 2 623 кг, забалансовые – 14 460 кг [77, 153].

Третий рудно-формационный тип (золото-шеелит-кварцевый) представлен 1 проявлением – *Заураловским (I-1-1)*, расположенным на площади развития осадочно-вулканогенных образований краснокаменной толщи. Представлено кварцевыми и кварц-карбонатными жилами меридионального простирания мощностью от 0,1 до 1,0 м и протяженностью 15,0–150,0 м, залегающими среди кварц-серицитовых и кварц-альбит-серицитовых сланцев. Жилы минерализованы пиритом, реже халькопиритом и шеелитом. Вблизи кварцевых жил вмещающие породы карбонатизированы и минерализованы пиритом. В кварцевых жилах содержится золото – от следов до 12 г/т, вольфрам – от 0,02 до 0,90 %. В измененных вмещающих породах золото отсутствует или содержится в незначительном количестве [151].

К четвертому рудно-формационному типу (золото-кварцевому малосульфидному) с некоторой долей условности отнесены 5 проявлений и 2 пункта минерализации, расположенные в зонах дробления и рассланцевания вулканогенно-осадочных и метаморфических образований. Оруденение локализуется в сильно окварцованных породах или в зальбандах маломощных кварцевых жил и тонких кварцевых прожилках, где отмечалась редкая вкрапленность и гнезда

сульфидов часто окисленных. Содержание золота на этих объектах обычно не высокое, колеблется от 1,0 г/т (*пункт минерализации Обрывистый (II-2-2)*) до 8,5 г/т (*проявление скв. 0902 (III-2-13)*).

Довольно широко (24 проявления и 10 пунктов минерализации) на описываемой территории представлен пятый рудно-формационный тип (золотоносных кор выветривания), оруденение которого локализовано в глинистых, щебнисто-глинистых и глинисто-щебнистых корах выветривания магматических, метаморфических и осадочных пород, часто содержащих щебенку и обломки кварца, бурых железняков и других пород.

Из многочисленных объектов этого типа определенный интерес представляет *Северо-Светлинское проявление (II-2-6)*, расположенное на площади одноименной золотоносной россыпи, в плотике которой были вскрыты мраморизованные известняки, углисто-карбонатные алевролиты, кварц-серицитовые и углисто-глинистые сланцы, кварцевые песчаники и гравелиты. Мраморизованные известняки повсеместно закарстованы, особенно в зонах контактов их с вмещающими породами и в зонах тектонических нарушений, где глубина карста превышает 100 м. Карст заполнен бесструктурной корой выветривания, пестроцветной либо обохренной (с различным количеством обломков и щебенки кварца, кремнистых и кремнисто-железистых пород, бурых железняков) и разновозрастными аллювиально-пролювиальными отложениями.

Под золотоносными отложениями россыпей вскрыты коры выветривания пород плотика с повышенным содержанием золота – 0,3–0,9 г/т (в отдельных пробах – до 5,2 г/т). Всего в плотике россыпи было выделено 5 рудных залежей золотоносных кор выветривания, прогнозные ресурсы (P₁) которых оценивались в 8,5 т золота (при среднем содержании 0,65 г/т) [154].

Подобная обстановка отмечалась на *Андреевском проявлении (III-3-28)*, расположенном на площади развития золотоносных отложений россыпей Андреево-Юльевской группы. В плотиках россыпей вскрывались коры выветривания мигматизированных метаморфических образований с зонами лимонитизации и субогласными кварцевыми прожилками северо-западного простирания. В зонах лимонитизации отмечались псевдоморфозы лимонита по пириту. Содержание золота достигало 5,6 г/т, серебра – 319,3 г/т [116].

К этому же формационному типу относится и оруденение *Северо-Шиловского (I-4-17)* и *Южно-Шиловского (I-4-25) проявлений*. Они расположены в западном и восточном экзоконтактах Зеленодольского диоритового массива. Оруденение локализуется в бурых железняках, развитых в коре выветривания пропилитизированных пород, вмещающих интрузию диоритов. На поверхности железняки встречаются в развалах, площадь развития которых достигает 0,4 км². Содержание золота в бурых железняках изменяется от 3,7 до 10,4 г/т [169].

Золотое оруденение формации золотоносных кор выветривания развито и на *Поляновском медно-цинковом колчеданном проявлении* и *Светлинском золоторудном месторождении*, о чем указывалось выше. Здесь необходимо добавить, что выполненные технологические испытания показали, что рентабельна отработка рудных тел мощностью свыше 5,0 м, оконтуренных по бортовому содержанию золота 0,3 г/т при среднем его содержании не менее 1,5 г/т для гравитационно-цианистого способа извлечения и не менее 0,6 г/т для способа кучного выщелачивания.

Верхние горизонты коры выветривания Поляновского проявления до глубины 10–15 м уже отработаны. Запасы золота в коре выветривания Светлинского месторождения оценены в 22 т. Практический интерес представляют коры выветривания, сформированные по бедным некондиционным рудам. В процессе корообразования среднее содержание золота в них относительно первичных руд почти не меняется, а увеличивается доля свободного металла, что делает рентабельной отработку рудных тел мощностью свыше 5,0 м с бортовым содержанием золота – 0,3–0,6 г/т.

К шестому рудно-формационному типу (золоторудному листовитовому) относится 1 проявление – *Цветкова гора (III-1-12)*, расположенное в центральной части Аминевского массива ультраосновных пород. Площадь проявления сложена листовитами, листовитизированными серпентинитами и кварц-карбонатными породами по ним. Золотое оруденение локализуется в прокварцованных обохренных пористых листовитах. Выделены 3 золотоносные зоны (в листовитах) северо-северо-западного простирания протяженностью 130–140 м и мощностью 1,3–8,0 м. Содержание золота в них составляло 1,3–3,0 г/т.

К западу и северо-западу от проявления вблизи западного контакта Аминевского массива отмечались сухаристые обохренные образования по серпентинитам, в которых содержалось до 1,6 г/т золота и 8,4 г/т серебра [151].

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

На площади листа учтено 120 золотоносных россыпей различной степени освоенности, раз-

меров и возраста, охватывающего широкий диапазон времени от мезозоя до антропогена.

Мезозойские россыпи имеют ограниченное распространение и устанавливаются только в глубоких карстовых провалах, расположенных чаще в эрозионно-структурных депрессиях. Благоприятным условием для образования карстовых провалов и заполнения их продуктами выветривания золотоносных образований являлось наличие прослоев карбонатных пород в составе фундамента. Продолжение карстообразования и после заполнения карстовых провалов золотоносными отложениями приводило к деформированию россыпей и образованию так называемых «косых» пластов. Наиболее продуктивными были аллювиальные отложения мысовской свиты, залегающие на карбонатных образованиях. Такие золотоносные отложения отмечались в составе продуктивных образований *Светлинской россыпи* (III-2-20), расположенной в пределах Кочкарской-I эрозионно-структурной депрессии, где в составе покровных отложений установлены песчано-глинистые осадки различного возраста (от раннемеловых до четвертичных). В пределах россыпи золотоносны все осадки, но промышленное значение имеют только отложения мысовской и наурзумской свит, слагающие продуктивные залежи Западной и Восточной россыпей. Золото концентрируется в основном в аллювиальных, пролювиальных и аллювиально-пролювиальных разнозернистых гравийно-галечных глинистых кварцевых песках. Мощность золотоносных отложений для Западной россыпи – 14,3 м, для Восточной – 20,0 м [77, 109]. Распределение золота струйчатое. Содержание его не выдержанное и колеблется в очень широких пределах – от 50 до 21 625 мг/м³. При этом меловые отложения обогащены золотом больше, чем неогеновые. Среднее содержание золота по Западной россыпи – 262 мг/м³, по Восточной – 276 мг/м³. Средняя пробытность – 938.

Значительным распространением пользуются олигоценые и неогеновые россыпи, часть из которых уже отработана, а некоторые представляют промышленный интерес и в настоящее время.

К отработанным относится большинство россыпей Кочкарского района, среди которых широко распространены россыпи, связанные с элювиально-делювиальными и аллювиально-делювиальными неогеновыми отложениями. Самой крупной была *россыпь Большой Пласт* (II-4-12), расположенная вблизи Кочкарского месторождения, в результате разрушения которого она образовалась. Протяженность россыпи свыше 10 км при ширине 40–120 м, мощность продуктивного слоя (залегающего на глубинах 7–13 м) – 0,35–1,5 м. Содержание золота колебалось от 4 до 26 г/м³. За время отработки было добыто 9 140 кг золота.

К Ново-Троицкому месторождению примыкает аналогичная отработанная *Успенская россыпь* (II-4-56), где было добыто 4 т золота.

Крупная *Андреевская россыпь* (III-4-27) расположена в карстовой депрессии среди делювиально-аллювиальных и аллювиальных песчано-глинистых отложений наурзумской и светлинской свит. Протяженность россыпи 4,5 км при ширине 100–750 м и мощности продуктивного горизонта 2,0–9,0 м, залегающего на глубинах 0,5–20,0 м. Содержание золота изменялось от 2,6 до 10,6 г/м³. Россыпь отработана, за время разработки было добыто 6 780 кг золота. Связь с коренными источниками не установлена [106].

Значительное количество россыпей приурочено к четвертичным отложениям. Среди них выделяются элювиально-делювиальные россыпи, залегающие у подножий и на склонах возвышенностей, чаще в логах, направленных в сторону речных долин и озерных впадин. Формирование их было связано с разрушением и выщелачиванием золотосодержащих пород, последующим перемещением и отложением рыхлого материала временными потоками. Эти россыпи имеют обычно небольшие размеры: протяженность – сотни метров, ширина – единицы (реже первые десятки) метров, мощность – от 0,3 до 1,5 м (редко 2,5 м). Сложены они глинами и песчано-глинистым материалом со щебенкой и слабо окатанными обломками коренных пород. Обломочный материал слабо отсортирован. Плотик сложен серпентинитами, гранитами, известняками, туфами и различными сланцами. Содержание золота изменялось в широких пределах – от 0,1 до 12,0 г/м³. К настоящему времени почти все россыпи этого типа выработаны.

На 01.01.2013 г. балансом учитываются запасы 9 россыпей, расположенных в пределах Сухтелинской, Кочкарской-I и Кочкарской-II эрозионно-структурных депрессий. Краткая характеристика их приведена в таблице 3.

Более крупной и лучше изученной является *Северо-Светлинская россыпь* (II-2-7), расположенная в восточной части Кочкарской-I эрозионно-структурной депрессии.

Краткая характеристика золотоносных россыпей, учитываемых территориальным балансом по Челябинской области (лист N-41-ХIII)

№ п/п	№ на карте	Название россыпи	Генетический тип	Возраст золотоносных отложений	Дата утверждения запасов		Среднее содержание золота (мг/м ³)	Запасы металла по категориям (кг)						Освоенность
					Дата	№ протокола		Утвержденные			По состоянию на 01.01.2013 г.			
								С ₁	С ₂	Забаланс	С ₁	С ₂	Забаланс	
1	I-4-24	Чуксинская	a	N ₁	2001	ТКЗ № 101	134	-	-	330	-	-	330	Резервная
2	II-1-1	Зоинско-Ильинская	a, ad	K ₂ -N ₁	1977	ТКЗ № 16	250	625	-	90	260	8	35	Резервная
3	II-2-7	Северо-Светлинская	a, lp	N ₁	1988	ТКЗ № 7	286	1 900	-	-	1 196	-	-	Эксплуатируется
4	II-3-26	Старо-Поклевский прииск	a	N ₁	1992	ЦКЗ № 11	148	451	-	-	451	-	-	Отработана
5	II-3-37	Михайловская	a, pd	N ₁	2008	ТКЗ № 300	250	999	-	540	999	-	540	Резервная
6	III-2-1	Воронинская (Коростылевская)	a, ap	N ₁	2008	ТКЗ № 300	141	172	-	-	172	-	-	Резервная
7	III-2-20	Светлинская	a, ap	K ₂ , N ₁	1971	ТКЗ № 11	270	1 211	-	655	100	-	444	Отработана
8	III-3-75	Покровская (Ленинская)	a, p	N ₁	1988	ТКЗ № 7	268	487	-	-	487	13	-	Резервная
9	III-3-77	Каменно-Санарская	ap	P ₃ -N ₁	1968 1994	ТКЗ № 17 № 9	221	532	-	536	-	-	43	Отработана

Генетические типы рыхлых образований: а – аллювиальный; d – делювиальный; p – пролювиальный; ad – аллювиально-делювиальный; ap – аллювиально-пролювиальный; pd – пролювиально-делювиальный; lp – озерно-пролювиальный.

Протяженность россыпи 1 500 м при ширине 100–400 м. Россыпь характеризуется сложным геологическим строением. Фундамент ее сложен углисто-терригенно-карбонатными отложениями биргильдинской толщи, для которых характерно широкое развитие карста, глубина которого в зонах контактов мраморов с вмещающими породами и тектонических нарушений превышает 100 м. Карст заполнен переотложенной корой выветривания и разновозрастными аллювиальными и озерно-пролювиальными отложениями, залегающими на структурных корях выветривания или палеозойских породах фундамента.

Продуктивная толща сложена темно-серыми глинистыми песками миоцена мощностью от 1,0 до 28,0 м (средняя 8,4 м). Распределение золота в россыпи гнездово-струйчатое, содержание его изменяется от 20 до 4 426 мг/м³, достигая в отдельных пробах 24–72 г/м³. Максимальные концентрации золота фиксируются в зонах контактов мраморов с черносланцевыми образованиями. Золото в россыпи крупное, содержание фракции +1 мм достигает 78,4 %, окатанность хорошая и средняя.

В плотике россыпи отмечены повышенные содержания золота (0,3–0,9 г/т, в отдельных пробах – до 5,2 г/т), приуроченные к корам выветривания вулканогенных и терригенных пород [77].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН, ТОРИЙ

На площади листа N-41-XIII учитываются 4 месторождения, 35 проявлений и 23 пункта минерализации радиоактивных элементов четырех рудно-формационных типов.

Тип урановый терригенных наложенных впадин представлен 4 месторождениями, 5 проявлениями и 5 пунктами минерализации, приуроченными к аллювиальным четвертичным отложениям современных рек: Коелги, Чуксы, Увельки, Каменки, Кабанки, Санарки, Уя. Обычно ураноносны темно-серые, черные, часто песчаные глины, реже пески, обогащенные гумусом и растительными остатками и с сульфидной минерализацией. Ураноносные отложения образуют линзовидные минерализованные тела мощностью от 0,3–0,8 до 1,5 м, залегающие на глубинах 0,5–0,8 м. Руды бедные, со средним содержанием урана 0,01–0,03 %, редко 0,07–0,08 %. Уран сорбируется глиной, органическими остатками, лимонитом; представлен урановой чернью, шрекингеритом и отенитом.

Характерным для объектов этого рудно-формационного типа является локализация оруденения в пределах речных долин, для которых характерен ступенчатый профиль с чередованием расширенных аккумулятивных и суженных эрозионных участков. Оруденение концентрируется на участках, где речные долины пересекают гранитные массивы или гранитогнейсовые комплексы с высоким кларком урана или зоны с убогой эндогенной урановой минерализацией. Урановая минерализация локализована в песчано-глинистых осадках нижнего неоплейстоцена, залегающих в основании разреза второй надпойменной террасы на плотике коренных пород или корях выветривания. Оруденение приурочено к насыщенным органическими остатками пойменным или озерно-болотным отложениям, перекрытым красноцветными глинистыми осадками. Эпигенетические процессы привели к обогащению ураном, как аллювиальных фаций, так и гидрослюдисто-щебнистой коры выветривания.

Ранее [129] наиболее значительные объекты этого типа рассматривались как отдельные участки Санарского месторождения. Представляется, что из-за значительного удаления их друг от друга более обоснованным рассматривать их в ранге отдельных месторождений. На площади листа расположены 4 малых месторождения: *Варламовское* (I-3-27), *Демаринское* (II-3-47), *Санарское* (III-3-87) и *Пьянковское* (IV-3-41).

Варламовское месторождение расположено в долине р. Увельки. В его пределах на площади Варламовского гранитного массива выделены 4 залежи (Лесозаводская, Пионерская, Варламовская, Муранская) общей протяженностью около 20 км. Форма их лентовидная, протяженность – от 2,8 до 6,5 км, ширина – от 50 до 600 м, мощность – от 2,34 до 2,77 м, глубина залегания – 2,0–20,0 м. Запасы урана категорий В+С₁ составили: в песчаных рудах – 2 051,8 т (среднее содержание урана – 0,031 %), в глинистых рудах – 1 714 т (0,03 %).

Демаринское месторождение расположено в долине р. Кабанка. В результате выполненных разведочных работ выделены 3 залежи (Михайловская, Демаринская, Кочкарская), пластообразной или лентовидной формы, протяженностью 4,30–8,75 км, шириной 50–600 м, мощностью 1,8–2,3 м, глубина залегания – 1,0–8,0 м. Запасы урана по категориям В+С₁ оценены: в песчаных рудах – 918,7 т (среднее содержание – 0,02 %), в глинистых рудах – 1 092,6 т (среднее содержание – 0,02 %).

Санарское месторождение расположено в долине р. Санарки. В его пределах выделена 1 залежь протяженностью 3,0 км, шириной до 250 м, мощностью 1,0–5,0 м, залегающая на глубинах 0,5–0,8 м. Форма залежи сложная: на северо-западе – линзовидная с пальцеобразным выклиниванием, на юго-востоке – мешкообразный раздув с многочисленными рукавами. Запасы урана категорий В+С₁ оценивались: в песчаных рудах – 373,8 т (среднее содержание урана – 0,051 %), в глинистых рудах – 505,6 т (среднее содержание урана – 0,044 %).

Пьянковское месторождение расположено в долине р. Санарки, где на протяжении 6 км выделено 7 рудных залежей протяженностью 400–1 900 м, шириной 15–700 м, мощностью 1,0–4,0 м, залегающих на глубинах 1,0–10,0 м. В плане рудные залежи объединяются в единую рудную зону протяженностью до 6,0 км и шириной до 1 000 м. Оруденение локализовано в гидрослюдисто-щебнистых корах выветривания линейного и площадного типов и частично в аллювиальных песчаных отложениях. Рудные залежи сложены только песчаными рудами, глинистые руды отсутствуют. Запасы урана по категориям В+С₁ оценивались в 831,2 т (при среднем содержании урана 0,028 %).

Общие запасы (В+С₁) урана по месторождениям на площади листа оценивались: в глинистых рудах – 3 312,2 т, в песчаных рудах (пригодных для добычи методом подземного выщелачивания) – 4 175,5 т. В 1971–1980 гг. на Варламовском участке проводились эксплуатационные работы методом подземного выщелачивания. Было добыто 103,9 т урана. В настоящее время месторождение законсервировано [73].

Выявленные в дочетвертичных отложениях объекты уранового оруденения относятся к трем рудно-формационным типам. К первому рудно-формационному типу (урановому березитовому и эйситовому) отнесены 18 проявлений и 11 пунктов минерализации, приуроченных к малым интрузиям и дайковым полям пегматоидных гранитов, зонам тектонических нарушений и, связанных с ними зонами дробления и трещиноватости в гранитах или к зонам их контактов с вмещающими образованиями, к золотоносным кварцевым жилам, а также к зонам развития полиметаллического оруденения. В этих зонах отмечается брекчирование, окварцевание, серицитизация, калишпатизация и ожелезнение пород, развитие кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков, в которых наблюдается вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, молибденита, уранинита, в верхних частях (в зоне окисления) – примазки урановой черни. Оруденение фиксируется обычно радиоактивными аномалиями интенсивностью от 50 до 670 мкР/ч и сильно изменчивыми (0,005–0,96 %) содержаниями урана. Мощности рудных тел обычно небольшие (от 1 см до 2 м), чаще первые десятки см, при этом более мощные рудные зоны характеризуются более низкими содержаниями урана.

Наиболее характерными объектами для этого типа оруденения являются *Кабанское* и *Запрудное проявления*.

Кабанское проявление (П-3-17) расположено в зоне юго-восточного экзоконтакта Варламовского гранитного массива, где приурочено к малому интрузивному телу пегматоидных гранитов джабыкско-санарского комплекса, секущему образования еремкинской и биргильдинской толщ. Интрузия вытянута вдоль тектонического нарушения более чем на 5 км при мощности, превышающей 200 м. Падение ее пологое (30–40°) северо-западное, форма сложная с многочисленными раздувами, пережимами и сложными пальцеобразными выклиниваниями. Вмещающие породы и граниты интенсивно изменены (ороговикование, окварцевание, серицитизация) и несут тонкорассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, марказит, пирротин, халькопирит, молибденит) и уранинита. Размеры выделений уранинита не превышают 0,1–0,2 мм. Содержание урана изменяется от первых сотых долей процента до 0,14 %. Выделены 4 рудных тела линзовидной формы протяженностью от первых десятков до сотен метров, мощностью от 0,2–0,3 до 2,0–3,0 м. Расстояние между рудными телами в разрезе – от 10 до 30–50 м. Среднее содержание урана в этих телах – 0,042–0,050 %. Общие ориентировочные запасы оценивались в 400 т урана [162].

В сульфидно-уранинитовых концентратах содержание урана составляет целые проценты; молибдена – до 0,6 %; меди – до 1,0 %; никеля – 0,3 %; кобальта – 0,05 %; редких земель – 0,5 % [162].

В пределах проявления развита ураноносная кора выветривания гранитоидов и вмещающих пород. Она образует систему «карманов» заполненных продуктами коры выветривания мощностью 50–60 м. Оруденение локализовано в гидрослюдистой коре выветривания гнейсов и сланцев. Ураноносные образования слагают две рудные залежи, удаленные друг от друга на 350 м. Они вытянуты в северо-восточном направлении на 400 и 500 м при ширине 80 и 200 м, средней мощности 1,1 и 1,5 м и среднем содержании урана 0,044 и 0,06 %. Урановая минерализация представлена урановыми чернями ассоциирующими с сульфидами. Запасы урана оценивались в 60 т.

Запрудное проявление (III-3-71) расположено в зоне южного экзоконтакта Борисовского гранитного массива, где приурочено к дайке пегматоидных гранитов северо-восточного простирания. Мощность дайки около 100 м. В зонах контактов дайки граниты катаклазированы, серицитизированы и окварцованы с интенсивной прожилково-вкрапленной сульфидной (пирит, халькопирит, молибденит) минерализацией. Урановое оруденение локализовано преимущественно в зальбандах дайки, где вскрыто в двух скважинах и прослежено по падению на 50 м. В одном пересечении рудное тело имеет мощность 1,4 м со средним содержанием урана – 0,084 % (при максимальном – 0,139 %), в другом пересечении – на мощность 0,7 м содержание урана составляет 0,04 %. Урановая минерализация представлена уранинитом, ассоциирующим с сульфидами. Уранинит имеет изометричную форму зерен размером до 0,2 мм.

На вмещающих метаморфических образованиях еремкинской толщи и дайке пегматоидных гранитов развита монтмориллонит-гидрослюдистая кора выветривания площадного и линейного типов. Мощность площадной коры выветривания – 40–60 м, линейной – до 150 м. В разрезе коры выветривания выделено несколько рудоносных горизонтов, суммарная мощность которых достигает 10 м. Содержание урана в рудах достигает 0,1 %. Необходимо отметить, что более высокое содержание урана приурочено к экзоконтактам даек ураноносных гранитоидов [162].

Урановая минерализация в золотоносных кварцевых жилах установлена в *проявлениях Зеленое* (II-4-57), *Козловское* (III-4-2) и *пункте минерализации Октябрьский* (II-4-58). *Проявление Зеленое* расположено в южной половине Кочкарского рудного поля (Ново-Троицкое месторождение) в пределах одноименной золотоносной жилы. Рудная зона представлена сульфидно-кварцевой жилой, приуроченной к зоне тектонического нарушения широтного простирания, проходящей в контакте дайки «табашек» с плагигранитами Пластовского массива. Эти структуры секутся и смещаются субмеридиональными и северо-восточными нарушениями, представляющими собой зоны расланцевания и брекчирования с развитой по ним более поздней урановой минерализацией. Урановое оруденение приурочено в основном к западному нарушению, установленному на всех доступных горизонтах шахты Зеленой и локализуется в самом нарушении в месте пересечения им жилы Зеленой. На верхних горизонтах минерализация менее интенсивная, содержание урана составляет 0,03–0,07 % на мощность 0,3–1,0 м. На более глубоких горизонтах (310 м) вскрыто более богатое оруденение в виде гнездовых выделений (до 1–2 м в поперечнике) опаловидного кварца с сульфидами и урановой смолкой, где содержание урана достигает 0,23 % на мощность не более 0,5 м.

Вблизи нарушения урановая минерализация в виде вкрапленности уранинита отмечена в измененных «табашках», где содержится от 0,032 до 0,076 % урана [162].

Вероятно, к этому же рудно-формационному типу следует относить и *Крестовоздвиженское проявление* (IV-3-19), расположенное на площади развития карбонатных отложений биргильдинской толщи в зоне северо-западного экзоконтакта Каменно-Санарского гранитного массива. Вмещающие породы представлены крупно- и мелкокристаллическими мраморами белыми и светло-серыми с маломощными прослоями слюдисто-кварц-полевошпатовых и слюдисто-карбонат-кварцевых сланцев, местами брекчированными с прожилково-вкрапленной минерализацией галенита, сфалерита и пирита.

Выделено 6 интервалов (скв. 1763/42,0–87,0 м) и 3 интервала (скв. 1768/40,7–76,2 м) мощностью от 0,4 до 6,6 м, интенсивность радиоактивности в которых составляла от 103 до 473 мкР/ч. Было установлено, что аномальные интервалы приурочены к мраморам с интенсивной сульфидной минерализацией. Урановая минерализация представлялась микровключениями уранинита в сфалерите. Содержание урана в рудных интервалах изменялось от 0,0058 до 0,13 %; тория – от 0,0003 до 0,0126 %; свинца – от 0,06 до 3,83 % [47].

Ко второму рудно-формационному типу (ураноносных кор выветривания) относятся 11 проявлений и 8 пунктов минерализации, приуроченных к площадям развития линейных и площадных кор выветривания гранитоидов, пегматитов, гнейсов, сланцев и углеродсодержащих пород, сформированных вероятно в триас–юрский периоды. Оруденение чаще связано с линейными корами выветривания, развитыми в зонах контактов и тектонических нарушений, реже ураноносными являются площадные коры выветривания. Ураноносные образования вытянуты обычно вдоль тектонических зон на несколько километров при ширине до нескольких сотен метров и мощности в десятки метров. В их составе выделяются линзообразные рудные залежи, не превышающие нескольких сотен метров в длину и первых десятков метров в ширину, при мощности до 5–10 м, изредка больше. Содержание урана в рудах колеблется от сотых до десятых долей процента, составляя обычно 0,05–0,10 %. Урановая минерализация представлена урановыми чернями в ассоциации с сульфидами.

Наиболее типичным объектом этого типа является *Пьянковское-II проявление* (IV-3-16), расположенное в зоне восточного экзоконтакта Санарского массива на площади развития мета-

морфических образований еремкинской толщи, прорванных телами малых интрузий и дайками гранитоидов. Характерно широкое развитие кор выветривания площадного и линейного типов. Площадные коры выветривания распространены вдоль восточного экзоконтакта Санарского гранитного массива в виде полосы протяженностью 4,5–5,0 км, шириной 0,5–1,0 км при мощности до 20 м. Развиты монтмориллонит-гидрослюдистые (по гранитам) коры выветривания. В этой же полосе развиты и линейные коры выветривания, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Мощность их составляет от 30 до 140 м и более.

Выявлено более 30 рудных тел, залегающих как в линейных, так и в площадных корах выветривания. Линзообразные рудные тела прослежены на протяжении 4,5 км вдоль зоны разлома. В площадных корах выветривания рудные тела имеют горизонтальное или слабонаклонное залегание, локализуются чаще в бесструктурных элювиально-делювиальных смещенных корах выветривания. Размеры залежей – от 200×100 до 200–250×50–700 м при мощностях от долей метра до 5–6 м. По падению рудные тела площадного типа часто переходят в линейные, распространенные в пределах проявления более широко.

Залежи линейного типа имеют мощность от 0,5–1,0 до 15–17 м, длину от 100–200 до 500–700 м, ширину от 10–20 до 70–80 м. Рудные тела линзообразной формы залегают как в элювиальных, так и в перемещенных корах выветривания каолинит-гидрослюдистого состава. Залегание рудных тел определяется их приуроченностью к крутопадающим тектоническим нарушениям. Большая часть рудных тел имеет крутое (50–80°) восточное падение.

Урановая минерализация представлена тонкораспыленной в породе урановой чернью, образующей псевдоморфозы по эндогенным минералам и ксеноморфные зерна неправильной формы. Содержание урана в рудах этого типа изменяется от 0,03 до 0,20 %, составляя в среднем 0,05–0,07 % [162].

С некоторой долей условности к этому формационному типу отнесено и *Июльское проявление* (IV-3-31), приуроченное к зоне тектонического нарушения северо-западного простирания, оперяющего Степнинский глубинный разлом. Проявление расположено на площади развития малых тел и даек гранитов, аляскитовых гранитов и гранит-порфиров. По тектонической зоне отмечается серицитизация, карбонатизация и каолинизация (обеление) пород.

Ураноносные образования были выявлены в двух скважинах (226 и 233), пройденных в 300 м одна от другой. В скв. 226 (50–60 м) в зоне контакта пегматоидных гранитов и гранит-порфиров была вскрыта зона милонитизации, представленная темными хлоритовыми глинами трения с густой тонкой вкрапленностью пирита. Интервал фиксировался радиоактивной аномалией интенсивностью 300 мкР/ч. Урановая минерализация представлена урановыми чернями и сульфидно-настурановыми образованиями с сопутствующими молибденитом, пиритом, графитом и апатитом. Мощность рудной зоны по скважине – 1,5 м. Максимальное содержание урана в этой зоне достигает 0,218 % (среднее по зоне – 0,12 %).

В скважине 233 была вскрыта вторичная урановая минерализация (отенит, метаторбернит), приуроченная к системе трещин в альбитизированных, участками грейзенизированных аляскитоидных гранитах. Мощность минерализованного интервала около 7,0 м. Содержание в нем урана не превышает 0,016 % [162].

Урановая минерализация, пространственно совмещенная с полиметаллическим оруденением, отмечалась на *Покровском проявлении* (III-3-76), расположенном на площади развития карбонатных отложений биргильдинской толщи в зоне контакта их с дайками микроклиновых гранитов. В зоне контактов развиты тектонические нарушения, часто сопровождаемые сульфидной минерализацией. С одним из таких нарушений субмеридионального простирания в измененных и частично выветрелых гранитах связано проявление урановой минерализации, представленное урановыми чернями, ассоциирующими с окисленными пиритом и марказитом. Мощность оруденелых интервалов – до 1,5 м, содержание урана в них – до 0,054–0,098 %.

Здесь же установлено урановое оруденение, залегающее в покровных отложениях, относящееся к третьему рудно-формационному типу (уран-редкоземельному терригенному палеодолин). Оно расположено в пределах Кочкарской-II депрессии, представленной системой узких и протяженных понижений в зоне контактов мраморизованных известняков и гранитов. Протяженность таких понижений – до нескольких км, ширина – несколько десятков метров, глубина – до 150 м. Они выполнены верхнемеловыми темноцветными лигнитовыми глинами, содержащими большое количество обломочного бурожелезнякового материала, а также обломки и щебень полиметаллических руд. Урановое оруденение связано с лигнитовыми глинами, прослеженными на протяжении 400 м при мощности 10–20 м. Содержание урана в глинах – от 0,01 до 0,03–0,04 % [162].

Третий рудно-формационный тип (уран-редкоземельный терригенный палеодолин) представлен в пределах листа 3 проявлениями и 2 пунктами минерализации, расположенными в

пределах древних депрессий, приуроченных в основном к площадям развития карбонатных отложений и их контактам с метаморфическими образованиями и гранитами. Депрессии выполнены чаще мезозойско–кайнозойскими образованиями, представленными переотложенными корами выветривания, сероцветными лигнитоносными песчано-глинистыми отложениями и пестроцветными глинами. Продуктивные отложения перекрываются, а иногда и подстилаются пестроцветными глинами, чаще они залегают на породах фундамента и их корях выветривания. Ураноносными являются переотложенные коры выветривания, сероцветные лигнитоносные отложения и содержащиеся в них бурожелезняковые образования. Мощность продуктивных отложений – несколько десятков метров. Урановое оруденение тесно связано с органическими остатками, количество которых в лигнитоносных осадках достигает 40 %. Рудные залежи обычно небольших размеров, протяженностью до нескольких сотен метров при ширине в несколько десятков метров и мощностью в несколько метров. Содержание урана в рудах низкое, обычно не превышает 0,1 %. Руды содержат повышенные количества меди, цинка, кобальта, свинца, никеля и редких земель.

Характерным для этого типа объектом является *Стрелецкое-II проявление* (IV-3-33), расположенное в пределах депрессии, приуроченной к зоне контакта мраморизованных известняков с образованиями гнейсосланцевого комплекса и гранитами. Ширина депрессии – около 100 м. Она выполнена пестроцветными глинами с горизонтом бурожелезняковых валунчатых образований мощностью до 6 м. В основании залегают переотложенная кора выветривания гнейсов и сланцев. Урановое оруденение связано с ожелезненными пестроцветными глинами, бурожелезняковыми образованиями и корой выветривания. Продуктивные отложения залегают на глубине 14–36 м и имеют мощность до 12 м. Содержание урана – 0,01–0,03 %. Кроме того, отмечаются высокие содержания никеля – до 0,5 %; кобальта – до 0,3 %; иттрия – до 0,1 % и лантана – до 0,1 % [162].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ И ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

Представлен хрусталеносными кварцевыми жилами, россыпями, а также жилами гранулированного кварца. Они относятся к трем рудным формациям: 1) кристаллического прозрачного кварца жильной метаморфической; 2) хрусталеносных кварцевых жил; 3) хрусталеносных россыпей.

К первой формации относится *Ларинское месторождение* (I-1-10) и одно *безымянное проявление* (I-1-3). *Ларинское месторождение* расположено на площади развития гранитоидов одноименного массива, где приурочено к узкой тектонической зоне субмеридионального простирания. Основными объектами месторождения являются кварцево-жильные зоны и единичные кварцевые жилы. Всего на площади месторождения было выявлено 652 кварцевые проявления, в том числе 4 кварцево-жильные зоны и 282 одиночные кварцевые жилы в коренном залегании, остальные кварцевые проявления представлены элювиальными и делювиальными развалами. Жилы сложены гранулированным (120 жил) и молочно-белым (162 жилы) кварцем. Гранулированный кварц представляет собой агрегат обособленных и разноориентированных прозрачных зерен (гранул) размером от долей до 10 мм. Жилы на 97 % и более состоят из кварца, а от 1,0 до 3,0 % объема принадлежит примесям (мусковит, полевой шпат, карбонат, графит, биотит, турмалин, амфибол, эпидот, хлорит, лимонит, гематит, рутил, сфен, циркон). Содержание кремнезема в жильных телах составляет 97,46–99,99 %; содержание элементов-примесей колеблется от $46,7 \cdot 10^{-4}$ до $248,9 \cdot 10^{-4}$ %, среди них преобладают железо и алюминий.

В результате выполненных работ на месторождении были выявлены 4 узла концентрации жил гранулированного кварца, образующих кварцево-жильные зоны (№ 235, 200, 228, 1411). Наиболее изучена зона № 235, запасы которой составляют более 90 % всех разведанных запасов гранулированного кварца месторождения. Она занимает площадь 300×300 м при средней мощности 60 м и северо-западном падении под углом 20° . Минерализация кварца в виде отдельных жил и прожилков, имеющих одинаковое простирание и падение. Кварцевые жилы имеют неправильную форму, размеры по простиранию до 60 м, по падению – 40 м, мощность – от первых см до 10 м. Контакты жил с вмещающими гранитами четкие, приконтактовые изменения гранитов (березитизация, реже аргиллизация) имеют небольшие мощности (до 0,5 м). Зоны контактов часто выполнены мелкочешуйчатым мусковитом.

Физико-механические свойства кварца месторождения: цвет – бесцветный слабодымчатый; удельная масса – 2,64–2,66 г/м³; объемная масса – 2,5 т/м³; твердость – 7; коэффициент светопропускания – от 66 до 94 % (в среднем – 78 %); потери при прокаливании – 0,018 %.

Кварц месторождения по своим качественным характеристикам пригоден для производства крупки-концентрата, соответствующей первому сорту по ОСТ для плавки прозрачного кварцевого стекла.

Запасы месторождения были утверждены ГКЗ СССР (протокол № 9502 от 13.06.1984 г.): гранулированного кварца категории С₁ – 592 тыс. т; С₂ – 148,4 тыс. т; забалансовые запасы категории С₁ – 254,5 тыс. т; категории С₂ – 99,6 тыс. т; молочно-белого кварца категории С₁ – 156,4 тыс. т [58].

В 1982–1985 гг. на месторождении проводились поисково-оценочные работы на Мукашском участке с целью оценки кварцево-жильных зон № 19, 200, 228, 1411, являющихся естественным продолжением кварцево-жильной зоны № 235 на северо-восток. Балансовые запасы (С₂) гранулированного кварца на Мукашском участке на 01.10.1984 г. оценивались в 113,4 тыс. т и забалансовые (С₂) – в 119,1 тыс. т [117].

Месторождение разрабатывалось. В настоящее время числится в резерве с запасами на 01.01.2013 г. гранулированного кварца категории С₁ – 539,6 тыс. т; С₂ – 430,3 тыс. т; забалансовыми – 354,1 тыс. т. Запасы (С₁) молочно-белого кварца составляют 151 тыс. т.

Хрусталеносными кварцевыми жилами представлены 1 месторождение, 7 проявлений и 2 пункта минерализации. Их них наиболее значительным промышленным объектом является *Светлинское месторождение* (Ш-3-4), расположенное на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи. В пределах хрусталеносного поля месторождения выделены 3 типа эндогенной хрусталеносной минерализации, связанной с пегматитами, локализованными в гранит-аплитах, кварцевыми жилами, залегающими в кристаллических сланцах, и полевошпат-кварцевыми жилами, локализованными в амфиболитах. Отмечалась определенная закономерность в расположении различных типов жил в разных частях хрусталеносного поля. Пегматитовые тела концентрировались в восточной его части (Пегматитовое поле), полевошпат-кварцевые тела, локализованные в амфиболитах, концентрировались в центральной части (Центральное жильное поле), а кварцевые жилы, расположенные в кристаллических сланцах, преобладали в западной части (Западное жильное поле).

Хрусталеносные полости в пегматитах отмечаются редко, обладают небольшими размерами и промышленного значения не имеют. Большой интерес представляют кварцевые жилы в амфиболитах и сланцах, которые образуют Центральное (площадью 5,5 км²) и Западное (площадью 6,8 км²) жильные поля. В их пределах выделяются участки и зоны повышенной концентрации кварцевых жил (II Водораздельный, Хрустальный, Аметистовый, Надежный, I и II Косаревский). Жилы сложены молочно-белым и серым стекловидным кварцем. Хрусталеносными являются обе разновидности кварца, но хрусталь высшего качества встречается только в жилах молочно-белого кварца. Среди кварцевых жил преобладают тела линзовидной формы, реже отмечаются плитовидные тела, обладающие значительными размерами по падению и простиранию, небольшой мощностью и слабой хрусталеносностью. Кварцевые жилы в сланцах обычно мономинеральны, а в амфиболитах – полевошпат-кварцевые. Полевой шпат образует оторочки в зальбандах жил. Хрусталеносные гнезда клиновидной, изометричной и щелевидной формы приурочены к выклиниванию жил по падению и простиранию.

В результате выполненных геологоразведочных работ было установлено, что кварцевая минерализация среди кристаллических сланцев носит рассеянный характер, что определяется особенностями складчатости и связанной с ней трещинной тектоникой, обусловившей образование крупных кварцевых жил лишь в редких случаях. Промышленное содержание пьезокварца отмечалось лишь в единичных крупных кварцевых жилах. Наиболее благоприятные условия для локализации хрусталеносных жил существовали на небольшой площади в северной части Западного жильного поля (II Водораздельный участок). Развитые здесь крупные жилы уже выработаны, новых подобных жил не обнаружено. Считается, что горизонты предполагаемого развития кварцевых жил находятся глубже принятого на месторождении горизонта разведки, поэтому дальнейшие работы не проводились.

Большой интерес представляет кварцевая минерализация Центрального жильного поля, где хрусталеносные жилы располагаются в телах амфиболитов. В составе жильного поля выделяется II Косаревский участок развития кварцевых жил, в составе которого выделены Аметистовая и Надежная зоны, в пределах которых выделены узлы повышенной концентрации тел амфиболитов. Форма амфиболитовых тел сложная, пластообразная, часто осложненная изгибами. Простирание тел чаще близширотное, падение юго-юго-восточное (140–160°) под углами 20–60°. Тела амфиболитов прослежены по простиранию на 30–180 м, по падению – на 25–30 м, мощ-

ность – от 0,1 до 8,0 м. Они образуют широтные серии, расположение которых контролируется тектоническими нарушениями этого же направления.

Кварцевые жилы, залегающие в амфиболитах, имеют чаще линзовидную форму, реже сложную и изометричную. Размеры жил небольшие: длина по простиранию – 0,8–4,0 м (средняя – 3,0 м), по падению – 0,7–3,0 м (средняя – 2,0 м), мощность – 0,3–1,0 м (средняя – 0,7 м). Простирание кварцевых жил субмеридиональное (340–20°), падение крутое (70–90°) северо-восточное или юго-западное. Кварцевые жилы практически не выходят за пределы амфиболитовых тел. Жильный кварц крупно- и гигантозернистый молочно-белый, а вблизи гнезд – стекловидный. Хрустальные гнезда располагаются на выклинивании кварцевых жил по падению. Форма их клиновидная. Наиболее крупное гнездо имело длину по простиранию 5,0 м, по падению – 3,0 м, мощность 1,0 м. Амфиболиты вблизи гнезд гидротермально изменены – хлоритизированы, альбитизированы. Мощность зоны измененных амфиболитов – 0,1–1,0 м. Кристаллы горного хрусталя длинностолбчатые, средние размеры по L_3 – 15–20 см (максимально – 80 см), вес – от сотен граммов до 200 кг [90].

За время работ на месторождении к 1970 г. на площади 90 км² было выявлено около 1 500 кварцевых жил, 112 из них были детально изучены, хрусталеносными оказались 99 жил, в 18 жилах была выявлена промышленная хрусталеносность. Из кварцевых жил было добыто 55 247 кг кварцевого кристаллосырья с выходом 236,5 кг моноблоков пьезокварца. В настоящее время месторождение отработано [71].

Остальные объекты этой формации представлены группами жил или одиночными жилами небольших размеров и развалами жил с кристаллами горного хрусталя или их обломками размером до 10 см по длинной оси.

Большее промышленное значение имело *Светлинское россыпное месторождение* (Ш-2-8), представляющее собой ряд россыпей (Козыревская, Коростелевская, Воронинская, Косаревская и др.), расположенных в разветвленных логах древней системы временных водных потоков. Наиболее крупные россыпи прослежены на протяжении 6–7 км при ширине 500–600 м. Они сложены пестроцветными песчано-глинистыми отложениями светлинской свиты (N_1) общей мощностью 5–6 м, иногда до 20 м. В основании разреза рыхлых отложений залегает обычно слой кварцевых песков (продуктивный горизонт) буровато-серых разномерных глинистых, содержащих неокатанные и слабоокатанные обломки жильного кварца, углистых кварцитов, кристаллы и обломки кристаллов ставролита и горного хрусталя. Мощность продуктивного горизонта колеблется от 0,1–0,2 до 1,5–2,0 м. Установлено, что промышленные содержания пьезокварца приурочены к участкам, составляющим $1/8$ – $1/10$ части длины россыпей, расположенным вблизи коренных источников кварца (пегматитовых и кварцевых жил). Распределение хрусталя в россыпях носит кустовой, линейный и линейно-прерывистый характер. Наблюдалось, что концентрации хрусталя в широтных частях россыпей в 3–4 раза выше, чем в меридиональных.

Горный хрусталь находится в виде обломков размером от нескольких см до 20 см и более. Обломки остроугольные или слабоокатанные. Преобладают короткостолбчатые кристаллы мориона и раухтопаза, бесцветные кристаллы редки. Сырье высокого качества. Среди дефектов сырья наиболее распространены свилеватость, трещиноватость, включения рутила и слюды, газа, жидкости и двойники.

Месторождение обрабатывалось. Добыча производилась за счет отработки хрусталеносных россыпей в 13 древних логах. За период освоения россыпей по 1970 г. было добыто 466 т кристаллосырья с выходом кондиционного кварца в количестве 6 290 кг моноблоков и сырья для плавки технического стекла 50 450 кг, ограночного кварца 8 138 кг [71, 90].

В настоящее время месторождение числится в резерве с запасами на 01.01.2013 г. кристаллосырья категории C_1 – 7,4 т, C_2 – 48,2 т; пьезооптического кварца: C_1 – 192 кг мбл., C_2 – 849 кг мбл., забалансовых – 40 кг мбл.; горного хрусталя для плавки стекла: C_1 – 1,0 т, C_2 – 3,6 т; горного хрусталя для огранки: C_1 – 0,4 т; C_2 – 0,6 т.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Представлено месторождениями и проявлениями кварца стекольного, маршаллита, полевого шпата, каолина и кианита.

КВАРЦ СТЕКОЛЬНЫЙ

Представлен 2 проявлениями, из которых лучше изученным является *Восточное проявление*

(I-3-8), расположенное на площади развития вулканогенно-осадочных отложений булатовской толщи. Представлено двумя сближенными кварцевыми жилами субмеридионального (8°) простирания мощностью 14 м (западная жила) и 5 м (восточная), отстоящими друг от друга на 5–10 м. Вмещающие породы вблизи контактов жил интенсивно рассланцованы. Жилы сложены молочно-белым чистым кварцем с редкими чешуйками мусковита в приконтактных частях. Испытание пробы кварца массой около 1 т подтвердило чистоту сырья и пригодность его для производства кварцевого стекла [116].

Сходным строением и качеством сырья обладает и второе проявление – *Шабунинское* (I-3-14), расположенное на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи.

МАРШАЛЛИТ

Известно 1 проявление – *обн. 3616* (III-1-21), представленное коренным выходом белой тонко-мучнистой массы, содержащей обломки светло-серого тонкозернистого кварцита. Выход вскрыт неглубокой выработкой на левом берегу р. Уй. В породе содержится: SiO₂ – 96,45 %; TiO₂ – 0,03 %; Al₂O₃ – 1,16 %; Fe₂O₃ – 0,09 %; FeO – 0,32 %; п.п.п. – 0,15 % [151].

ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Представлен 1 проявлением (*Светлинское* (III-3-7)) пространственно совмещенным с одноименным редкометалльным проявлением. Расположено на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи в зоне западного экзоконтакта Борисовского гранитного массива, где широким развитием пользуются тела гранит-аплитов и пегматитов, образующие Светлинское жильное поле. На породах фундамента, в том числе и на жильных телах, формируется мощная кора выветривания, в составе которой выделены горизонты:

– Глинистый горизонт (зона глинистых продуктов) мощностью 10–15 м по вмещающим породам и 2–3 м по жильным телам.

– Глинисто-дресвяный горизонт (зона выщелачивания) мощностью 10–20 м по вмещающим породам и 7–12 м по жильным телам.

– Глинисто-щебнистый горизонт (зона дезинтеграции) мощностью 3–5 м. Постепенно переходит в неветрелые породы.

Лучшими керамическими показателями характеризуются образования второго глинисто-дресвяного горизонта, средняя мощность которого составляет 10 м и породы которого опробовались по всем выработкам. Из 48 известных в жильном поле гранит-аплитовых и пегматитовых тел на керамические исследования были опробованы 23 тела.

По заключению лаборатории технологии неметаллов УГУ материал проб в исходном виде не отвечает требованиям керамической промышленности из-за повышенного содержания окиси железа (1,5–2,0 %) и низкой суммы щелочей (меньше 6 %). После обогащения (промывка, электромагнитная сепарация и флотация) может быть получен кондиционный полевошпатовый концентрат. Полученный из проб по телам № 2, 12, 24 концентрат характеризуется суммой щелочей (K₂O+Na₂O), равной 13,31; 11,73 и 12,70 %, при отношении K₂O:Na₂O=16,5; 12,3 и 13,3. Выход концентратов составил соответственно 17,7; 15,1 и 7,7 %, который может быть увеличен до 20 %. Кроме указанных тел перспективными для применения в керамической промышленности после всех видов обогащения могут быть коры выветривания тел № 4, 7, 10, 16, 21, 25, 28, 31, 37.

Ориентировочные запасы полевошпатового сырья по перспективным телам оценивались в 7 млн т [99].

КАОЛИН

Известны 3 месторождения и 11 проявлений, относящихся к 2 рудным формациям – каолиновые коры выветривания и переотложенных каолинов. К первой из них относятся 3 месторождения и 3 проявления, более известным и лучше изученным из них является *месторождение Журавлиный Лог* (II-3-23). Оно было выявлено в 1930 г. при поисках россыпного золота, разведывалось в 1937–1938 и в 1951–1952 гг., доразведывалось и переоценивалось в 2003–2005 гг. Месторождение приурочено к площади развития малых тел и даек гранитоидов джабыкско-санарского комплекса, залегающих в виде согласных и секущих тел среди мраморов биргильдинской толщи. Отмечалось также большое количество жил аплитов и пегматитов.

Продуктивная толща месторождения представлена площадной каолининовой корой вывет-

ривания гранитоидов. Она сложена пестроцветными глинистыми образованиями белого, светло-серого, кремового, желтого, сиреневого и розоватого цвета. Главным минералом является каолинит, содержание которого изменяется от 70 до 100 %. В незначительных количествах (от единичных зерен до 5–10 %) присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, гидроокислы железа. В основных сортах каолина содержится: SiO_2 – 42,25–51,67 %; TiO_2 – 0,22–0,40 %; Al_2O_3 – 34,44–36,01 %; Fe_2O_3 – 0,86–2,03 %; CaO – 0,15–1,14 %; MgO – 0,28–0,76 %; огнеупорность – 1 730–1 790 °С. Каолины образуют пластообразную залежь, которая характеризуется значительными колебаниями мощности (3,45–30,50 м) и глубины залегания (0,5–17,0 м) продуктивного горизонта. Залежи каолинов перекрываются песчано-глинистыми отложениями светлинской свиты и антропогена.

Технологические испытания (лабораторные и полужаводские) подтвердили пригодность светлоокрашенных каолинов для использования в керамической, бумажной, резинотехнической и парфюмерной промышленности [102].

Запасы каолинов месторождения по данным разведки 1951–1952 гг. оценивались: по категории A_2 – в 1 779,8 тыс. т; B – 2 070,9 тыс. т; C_1 – 3 297,3 тыс. т; A_2+B+C_1 – 7 148,0 тыс. т. По данным доразведки флангов и переоценки (2003–2005 гг.) запасы составили: категории B – 1 238,7 тыс. т; C_1 – 9 813,6 тыс. т; $B+C_1$ – 11 052,3 тыс. т; C_2 – 5 547,6 тыс. т. Месторождение эксплуатируется ЗАО «Пласт Рифей». На 01.01.2013 г. запасы каолинов месторождения составили: категории B – 1 048,9 тыс. т; C_1 – 9 422,6 тыс. т; $B+C_1$ – 10 471,5 тыс. т; C_2 – 5 527,4 тыс. т.

Другие месторождения (*Котликское* (II-3-4) и *Михайловское* (II-3-22)) характеризуются недостаточной изученностью (разведывались в 30-е годы прошлого столетия) и меньшими запасами.

На описываемой территории известно 8 проявлений, относящихся к формации переотложенных каолинов, которые расположены в пределах Кочкарской-I и Кочкарской-II эрозионно-структурных депрессий, где приурочены к площадям развития песчано-глинистых отложений наурзумской свиты. Они представлены пестроцветными и белыми алевритистыми глинами с линзами и прослоями разномерных кварцевых песков. Их подстилают сланцы еремкинской и мраморизованные известняки биргильдинской толщ и их коры выветривания, а перекрывают песчано-глинистые отложения светлинской, жиландинской и кустанайской свит. Продуктивными являются белые, светло-серые, желтоватые и розоватые алевритистые глины наурзумской свиты гидрослюдисто-каолинитового состава, содержащие: SiO_2 – 48,99–57,93 %; TiO_2 – 0,39–1,32 %; Al_2O_3 – 27,70–34,58 %; Fe_2O_3 – 0,91–1,98 %; MgO – 0,02–1,09 %; п.п.п. – 8,74–12,18 %. Огнеупорность глин 1 690–1 730 °С. По данным лабораторных исследований такие каолины могут использоваться для производства шамотных и резинотехнических изделий, пластмасс, искусственных кож и тканей.

Прогнозные ресурсы площадей этих проявлений оценивались по категориям P_2 и P_3 в 444–1 160 тыс. т [116].

КИАНИТ

Представлен двумя малыми месторождениями: *Михайловским* (II-3-19) и *Борисовским* (III-3-14), расположенными на площади развития метаморфических образований еремкинской толщ. Лучше изученным является *Борисовское месторождение*, расположенное в зоне восточного экзоконтакта одноименного гранитного массива, где приурочено к полосе развития кианитсодержащих пород (кварцитов, биотитовых и двуслюдяных кристаллосланцев еремкинской толщ), прослеженных в меридиональном направлении на протяжении около 8 км при ширине 1,5 км. Рудоносными являются пачки сланцев и кварцитов, содержащих в разных количествах кианит и силлиманит. В разрезе кианитсодержащих пород выделяются 3 горизонта: нижний – кианит-силлиманитовый, средний – кианитовый и верхний – ставролит-кианитовый. Рудная залежь общей шириной 140–560 м состоит из сближенных и выдержанных по простиранию пластообразных рудных тел силлиманит-кианитовых, кианитовых и мусковит-кварц-кианитовых кварцитов, залегающих среди мусковит-кварцевых и мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев с низким содержанием кианита. Мощность рудных тел – от 3,0 до 12,0–15,0 м, залегание их согласное с вмещающими породами. Содержание кианита в кварцитах выдержанное на всем протяжении полосы и составляет 20–35 %. С приближением к Борисовскому гранитному массиву в кварцитовых телах увеличивается содержание силлиманита от единичных зерен до 3 % (в южной части). К северу от руч. Топкий в составе продуктивной толщ отмечаются тела силлиманитовых кварцитов мощностью до 10,0–12,0 м, содержание силлиманита в которых достигает 30,0–50,0 %.

Содержание кианита и силлиманита в рудах колеблется от 1–3 до 60 %. Основной рудный минерал кианит образует кристаллические выделения размером 0,2–1,0 м изредка более крупные. Кроме кианита, силлиманита и кварца в рудах постоянно отмечались мусковит, плагиоклаз, пирит, рутил.

В кварцевых жилах, секущих кианитсодержащие образования отмечались гнездовые скопления крупнокристаллического полупрозрачного кианита сине- и изумрудно-зеленого цвета с высокими декоративно-художественными свойствами, который может, вероятно, найти применение в ювелирном деле.

Разработаны 3 схемы обогащения руд: гравитационно-флотационная, магнитно-гравитационно-флотационная, а для руд из верхних горизонтов, содержащих глинистые минералы, перед гравитационным обогащением предусматривается проведение обесшламливания руды. Выход концентрата по пробам – от 0,58 до 38,61 %, извлечение – от 1,59 до 83,46 %. Получены концентраты кианита с содержанием глинозема – 45,09–57,73 %, окиси железа – 0,36–2,00 %, пригодные для изготовления литейных форм и огнеупорной высокопрочной защиты печей.

Кроме коренных залежей на месторождении развиты кианитовые россыпи, представленные корами выветривания кианитсодержащих пород, перемещенными или залегающими на материнских породах.

В 1931–1932 гг. на месторождении были выполнены геологоразведочные работы, в результате которых запасы кианита были оценены в 127 тыс. т [81], в том числе 82 тыс. т в коренных залежах и 45 тыс. т в россыпях.

В 1986–1989 гг. в полосе развития кианитсодержащих пород были проведены поисковые работы, в результате которых была дана оценка прогнозных ресурсов (P_1 и P_2) для трех вариантов условно промышленного (бортового) содержания кианита: 10, 15 и 20 %. Ресурсы кианита категории P_1 оценивались соответственно в 2 240, 2 069 и 1 553 тыс. т; категории P_2 в 1 675, 1 640 и 1 116 тыс. т; а всего (P_1 и P_2): 3 915, 3 709 и 2 669 тыс. т [80].

К площади развития двуслюдяных кристаллосланцев еремкинской толщи приурочено и Михайловское месторождение, представленное полосой кианитсодержащих сланцев протяженностью около 4,5 км и шириной 30–150 м. Кианитовые сланцы перекрываются темно-серыми кристаллосланцами и кварцитами. В полосе развития кианитсодержащих пород выделены рудные тела двух типов: коренные залежи, представленные биотит-мусковит-кианитовыми кристаллосланцами мощностью от 3–5 до 30 м, содержащие в среднем около 4,5 % кианита; и элювиальные россыпи, сложенные дресвяно-глинистыми продуктами коры выветривания коренных залежей. Россыпи приурочены к выходам на поверхность коренных рудных тел и имеют несколько большие размеры в плане. Их мощность (принятая для подсчета) – 5 м, среднее содержание кианита 5 %.

Главный рудный минерал – кианит представлен единичными серыми кристаллами и их сростками размером от 1–2 до 10 см. Кристаллы кианита содержат большое количество (до 73 % объема) включений кварца и мусковита. Химический состав кианита непостоянен и зависит от количества включений. В нем содержится: SiO_2 – 44,36–68,70 %; Al_2O_3 – 20,55–49,99 %; Fe_2O_3 – 1,56–16,97 %; TiO_2 – 0,27–1,50 %. Руды труднообогатимые. В 1931 г. путем предварительной промывки и магнитной сепарации было получено 600 т концентрата низкого качества, содержащего 26,10–38,29 % Al_2O_3 .

По данным разведки 1931 г. [81, 116] запасы кианита до глубины 10 м оценивались в 158,2 тыс. т в россыпях и 929,4 тыс. т в коренных залежах, всего 1 087,6 тыс. т.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

НАЖДАК

Известно 1 проявление – Булатовское (I-2-4), расположенное в зоне западного эндоконтакта Большаковского габброидного массива. На участке площадью 10×15 м обнаружены высыпки мелких обломков наждаков темно-серых, почти черных, плотных, мелкокристаллических. Наждаки характеризуются высокой магнитной восприимчивостью – 18 000 ед. СГС. Они состоят из корунда (25 %), шпинели (50 %), магнетита (20 %), ильменита (3 %), лейкоксена (1 %), диаспора (1 %). Химический состав наждаков: SiO_2 – 4,02 %; TiO_2 – 1,44 %; Al_2O_3 – 49,59 %; Fe_2O_3 – 24,87 %; FeO – 20,64 %. Вместе с наждаками встречены обломки светло-серых (до белых) массивных мелкозернистых пород, содержащих 26,2 % Al_2O_3 (силлиманит-корундовые наждаки) [151].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

Представлен 1 проявлением и 7 пунктами асбестовой минерализации, относящимися к 3 апогипербазитовым рудным формациям: хризотил-асбестовой, антофиллит-асбестовой и амфибол-асбестовой. Объекты первой группы (1 проявление и 3 пункта минерализации) расположены в западной части листа, где приурочены к малым телам серпентинитов. Они представлены тонкими ветвящимися прожилками поперечно-волокнутого хризотил-асбеста низкого качества. Хризотил-асбест лучшего качества был вскрыт скв. 760 шнекового бурения (*Долинское проявление* (III-1-19)). Из скважины был извлечен материал с нарушенной шнеком структурой, представленный корой выветривания серпентинитов с сохранившимися волокнами хризотил-асбеста длиной до 20–25 мм и многочисленными волокнами меньшей длины. Общее количество волокон в породе ориентировочно определено в 50–60 % [110].

К объектам второй группы относится *пункт минерализации Участок 18* (III-3-62), расположенный в южном экзоконтакте Борисовского гранитного массива. В образованиях еремкинской толщи (кристаллосланцы, гнейсы) согласно залегают линзообразные тела серпентинитов и тальк-карбонатных пород. В окремненных тальк-карбонатных породах отмечаются тела неправильной формы, сложенные волокнистыми, игольчатыми и звездчатыми агрегатами антофиллит-асбеста. Отмечались редкие тонкие (5–8 см) прожилки путанно-волокнутого асбеста низкого качества [79].

К объектам третьей группы отнесены 3 пункта минерализации (*ш. 134* (III-3-21); *ш. 260* (III-3-35) и *№ 33* (III-3-52)), расположенные на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи, слагающих узкую полосу северо-западного направления, разделяющую Борисовский и Санарский гранитные массивы. Приурочены к малым телам оталькованных, амфиболитизированных и окварцованных серпентинитов. Представлены тонкими (до 10 см) ветвящимися прожилками продольно-волокнутого амфибол-асбеста низкого качества [79, 116].

МУСКОВИТ

Представлен 1 проявлением – *Ларинское* (I-1-7), расположенным в зоне северо-восточного экзоконтакта одноименного гранитного массива. Оруденение приурочено к пегматитовым телам, выполняющим секущие трещины широтного и субширотного направлений. Всего было выявлено 22 пегматитовые жилы, из которых 9 являются слюдоносными. Форма жил неправильная, протяженность их – от 20 до 100 м, мощность – от 0,5 до 20,0 м, падение северное или северо-восточное под углом 50–60°. Жилы имеют четко выраженное зональное строение. Периферические части их сложены полевым шпатом, ядра – кварцем, иногда гранулированным. Гнезда слюды приурочены обычно к участкам жил с пегматитовой структурой на границе их с кварцевым ядром, где представлены пластинами мусковита размером до 13×12 см. Масштабы оруденения незначительны [151].

ТАЛЬК

Известны 5 проявлений и 5 пунктов тальковой минерализации, относящиеся к одной рудной формации – тальковой гипербазитовой. Они приурочены к зонам изменений, проявленных в эндоконтактах серпентинитовых тел, где представлены карбонат-тальковыми, хлорит-тальковыми и карбонат-хлорит-тальковыми породами. Мощности таких зон достигают 200–250 м. Измененные породы характеризуются крайне невыдержанным минеральным и химическим составом. Они содержат: SiO₂ – 55,48–59,96 %; Al₂O₃ – 1,36–4,93 %; Fe₂O₃ – 1,08–7,32 %; FeO – 0,80–2,60 %; CaO_{сл} – 0,12 %; MgO – 23,48–31,33 %; п.п.п. – 4,42–6,00 %. Качество талькитов различное. Чистые их разности распространены незначительно. Они представлены линзовидными телами мощностью 0,5–5,0 м, протяженностью несколько десятков метров. Талькиты могут найти применение в керамической, бумажной и лакокрасочной промышленности. Однако из-за небольших размеров промышленной ценности они не имеют [84, 116, 146, 151].

ГРАФИТ

Учитываются 2 пункта графитовой минерализации, относящиеся к одной рудной формации – графитовой метаморфизованных каменных углей и углеродистых сланцев. Они расположены на площади развития осадочных отложений солнечной толщи, где приурочены к просло-

ям графитизированных углеродисто-глинистых сланцев.

Масловский пункт минерализации (II-1-3) представлен двумя линзовидными телами графитизированных углеродисто-глинистых сланцев мощностью 0,5–1,4 м, протяженностью 100 м, с содержанием графита – 0,39–0,46 %.

Беловский пункт минерализации (II-1-23) представлен двумя пластообразными телами выветрелых до сажистого состояния графитизированных углеродисто-кремнистых сланцев. Протяженность тел графитизированных пород – 270 м, мощность – около 2,0 м, содержание графита – 1,0–1,5 %.

Из-за низкого качества и незначительных размеров эти объекты промышленного значения не имеют [151].

МАГНЕЗИТ

Представлен 1 пунктом минерализации – *Аминевский* (III-1-16), расположенным в зоне контакта мраморизованных известняков солнечной толщи и серпентинитов, слагающих небольшое линзовидное тело. Серпентиниты изменены и представлены светло-серой и буровато-серой серпентин-карбонатной породой, в которой карбонат представлен брейнеритом и магнезитом. В породе содержится: MgO – 30,0–32,0 %; SiO₂ – 30,0–35,0 % [151].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗЫ

При отработке золотоносных россыпей на площади листа неоднократно отмечались находки единичных кристаллов алмаза и их обломков. В настоящее время известно около 10 случаев обнаружения алмазов в долинах рек Каменка и Санарка, но более-менее достоверные данные о местонахождении таких находок имеются только для четырех точек (пунктов минерализации). Первые сведения о находке кристалла алмаза весом 2/3 карата в 1892 г. в аллювиальных отложениях р. Каменка (*Викторовский прииск* (III-3-16)) были опубликованы Н. Высоцким в 1900 г.

В долине р. Санарка известны 2 пункта находок алмазов – в *шнековой скв. 639* (IV-3-11) и в *обн. 318* (IV-3-18). В пробе 318 из пойменных аллювиальных отложений были обнаружены зерна хромшпинелидов, пирита, энстатита, пикроильменита, а в фракции (+0,25+0,5) были найдены три зерна алмаза в виде бесцветных монокристалльных спайных выколков удлиненно-уплощенного облика без видимых следов износа [88]. В рентгеновских лучах зерна ярко люминесцировали: два – фиолетовым и одно – голубым цветом.

Определенный интерес представляет факт обнаружения обломка кристалла алмаза размером 0,02×0,017 мм в протолочке из песчаников биргильдинской толщи (*пункт минерализации обн. 3672* (III-4-49)) [47].

БЕРИЛЛЫ

В пределах листа выявлено значительное количество проявлений и пунктов минерализации бериллия, но лишь одно из них (*Светлинское проявление* (III-3-7)) изучалось как возможный источник кристаллосырья [59].

Проявление расположено в пределах Центрального пегматитового поля, где пространственно совмещается с одноименными проявлениями редких металлов (Nb, Ta) и полевого шпата. Оно располагается в зоне западного экзоконтакта Борисовского гранитного массива на площади развития метаморфических образований еремкинской толщи, разорванных разновозрастными тектоническими нарушениями, контролирующими размещение многочисленных гранит-аплитовых и пегматитовых тел и кварцевых жил. Всего на площади Центрального пегматитового поля было выявлено свыше 50 пегматитовых и гранит-аплитовых тел, в пределах которых были проведены поисково-разведочные и разведочно-эксплуатационные работы с целью оценки их на пьезооптический кварц, редкометалльное оруденение, керамическое и ювелирное сырье. Наиболее перспективными на обнаружение кристаллосырья представлялись гранит-аплитовые тела 2, 4, 16, 21, из которых промышленная хрусталеносная минерализация была установлена в телах 2 и 4.

Пегматитовые образования в гранит-аплитовых телах представлены протяженными жилообразными линзовидными телами, выдержанными по мощности. Протяженность их – до 70–120 м, мощность – до 7,0–8,0 м. Кроме линзообразных тел отмечаются также небольшие шли-

рообразные обособления и тонкие (до 1 см) прожилки. Пегматитовые тела характеризуются хорошо выраженной асимметричной зональностью.

Наиболее широко развита зона графического пегматита, слагающая на отдельных участках почти полностью пегматитовые тела. Главными минералами этой зоны являются кварц и полевой шпат. Кроме них в пегматите в переменных количествах (2–20 %) присутствует ельчатый кварц-мусковитовый агрегат. Количество пертитовых вростков в микроклине изменяется от 15 до 40 %. Размеры кристаллов полевого шпата и кварца в графических зонах увеличивается по направлению к центральной части пегматитового тела.

Блоковая зона сложена почти полностью крупными кристаллами микроклина размером до 0,3 м³. Промежутки между отдельными индивидами микроклина выполнены ксеноморфным темно-серым кварцем с мусковитом. Объем зон блокового пегматита составляет около 15 % от общего объема пегматитового тела.

Зональность пегматитовых тел завершается кварцевым ядром, которое располагается в пределах зоны блочного пегматита, где сложено крупнозернистым или гигантозернистым кварцем, размеры отдельных индивидов кварца – от 2–5 см³ до 7–10 дм³. В краевых частях кварцевого ядра индивиды кварца имеют минимальные размеры, а в центре и на нижнем их выклинивании – максимальные. Максимальный размер кварцевого ядра – 6,0×1,5 м.

Под нижними частями кварцевых ядер или внутри них располагаются друзовые полости. Размеры их обычно небольшие, максимальная длина – 1,5 м, известны полости объемом около 2,0 м³. Друзовые полости выполнены альбит-мусковитовой массой замещения (нижние части) и глинисто-гидрослюдистой массой. На стенках полостей и в массе их выполнения обнаружены кристаллы кварца, берилла, альбита, микроклина, мусковита, турмалина, топаза, лепидолита, реже отмечался колумбит. Верхние части полостей были инкрустированы чаще кристаллами кварца, нижние – другими минералами.

Обнаруженные кристаллы кварца различны по своим размерам (от 0,7 до 60,0 см по длинной оси и от 0,5 до 30,0 см в поперечнике). Габитус кристаллов короткостолбчатый. Кристаллы кварца свободного роста являются сырьем для производства пьезодатчиков и плавки особо чистых кварцевых стекол. Но из-за того что преобладают кристаллы черного цвета (морион), применения в оптике этот кварц не находит.

Берилл является наиболее часто встречаемым драгоценным камнем в полостях пегматитовых образований Светлинского пегматитового поля. В пегматитах присутствуют почти все разновидности берилла за исключением изумруда и воробьевита, хотя по архивным данным известно о находках и этих разновидностей. Обнаруженные кристаллы имели длиннопризматический, обелисковидный, короткостолбчатый и пластинчатый габитус, кроме одиночных встречались и сростки кристаллов берилла. Основным дефектом кристаллосырья является трещиноватость, наличие твердых и газово-жидких включений. Размер бездефектных участков в отдельных кристаллах редко превышает 1 см³.

За время работ на гранит-аплитовых телах 2 и 4 было добыто 961 кг мориона и 354 кг берилла. Запасы кристаллосырья оценивались: коллекционного мориона – 4 680 кг, кварца для плавки кварцевого стекла – 5 989 кг, коллекционного берилла – 433 кг, ограночного берилла – 12,7 кг, рудоразборного берилла – 4 403 кг.

ТОПАЗЫ

Известно 1 проявление (*Жуковское* (III-3-42)), расположенное на площади развития мраморизованных известняков биргильдинской толщи, где приурочено к зоне тектонического нарушения субмеридионального направления. В зоне нарушения мраморизованные известняки интенсивно окварцованы до состояния вторичных кварцитов, мощность которых составляет 20–25 м, а протяженность зоны окварцевания достигает 1,5 км. В этой зоне наблюдается большое количество крутопадающих кварцевых прожилков невыдержанной мощности с частыми раздувами и пережимами. В местах раздува в кварцевых прожилках образуются пустоты с кристаллами и друзами горного хрусталя и топаза. Кристаллы горного хрусталя имеют уплощенную форму и высокую прозрачность в мелких (до 2×1 см) кристаллах, в более крупных – кварц сильно трещиноватый и молочно-белый. Максимальный размер кристаллов кварца 15×6×5 см.

Кристаллы топаза встречались в друзах наросшими на хрусталь, в виде отдельных кристаллов в пустотах, в элювиальном рыхлом слое и в россыпях. Размеры их небольшие 1,5–3,0 см длиной и 3–5 мм шириной. Окраска их различная – светло-фиолетовая, розовая, золотистая. Кристаллы прозрачные часто трещиноватые на призматических гранях имеют продольную штриховку. Вместе с топазом и кварцем в зоне окварцевания отмечались: берилл, рубин, гранат, турмалин, рутил, эвклаз и аметист [142].

РУБИНЫ

Представлен двумя проявлениями: *Чуксинское* (I-4-29) и *Кучинское* (II-3-38), из которых лучше изученным является Кучинское, расположенное между Варламовским и Борисовским гранитными массивами на площади развития карбонатных отложений биргильдинской толщи. Известняки интенсивно мраморизованы, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями различных направлений, которые фиксировались дайками гранитов, лейкогранитов и пегматитов. Корундовая минерализация приурочена к мраморам и видимой связи с интрузивными породами не имеет. Выделена полоса развития корундсодержащих мраморов протяженностью 2,7–3,0 км, шириной около 200 м, северо-восточного простирания (45°) с крутым субвертикальным падением. В мраморах развиты гнездообразные выделения плагиоклазового состава, в трещинах которых отмечались кристаллы корунда.

Содержание корунда, размеры и форма кристаллов, их цвет и прозрачность изменчивы как по простиранию, так и по падению. Выделялись 3 основных типа корундов:

1) Густо-красные (от малиново-красных до красно-фиолетовых) хорошо оформленные таблитчатые до короткостолбчатых кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоидов и ромбоэдров. Грани кристаллов матовые или блестящие. Прозрачность зависит от наличия включений и трещиноватости. Встречаются совершенно прозрачные кристаллы, пригодные для огранки. Кристаллы обычно небольших размеров, но встречаются иногда до 10 мм и более в поперечнике. Среди мелких (2–3 мм) кристаллов бездефектные камни встречаются значительно чаще.

2) Корунды светло-розовой окраски часто высокой прозрачности, округлой изометричной формы, размером 1–2 мм, иногда трещиноватые. Представляют интерес для ювелирной промышленности.

3) Корунды непрозрачные с пятнистой окраской – темной в центральной части зерна и светлой по краям. Они развиты в минерализованных трещинах отдельности мраморов. Форма кристаллов неправильная, размеры различные (от пылевидной присыпки до зерен весом в несколько граммов). Для обработки кристаллы не пригодны.

Аналогичными чертами геологического строения обладает и Чуксинское проявление, расположенное также на площади развития мраморов биргильдинской толщи. Корундовая минерализация представлена рассеянной неравномерной вкрапленностью мелких (до 2 мм) зерен рубина.

Несомненный интерес представляют и россыпи, образовавшиеся в результате выветривания оруденелых палеозойских образований и перераспределения материала кор выветривания в пониженных участках рельефа. Такие понижения образовались в результате карстообразования, особенно интенсивного в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород.

В районе *Кучинского проявления* выделены 2 россыпи – Кучинская и Южная. Первая из них протягивается в юго-западном направлении на 2,7 км при ширине до 200 м, располагаясь в вытянутой по простиранию карбонатных пород долине с общим юго-западным уклоном. Плотиком россыпи служит корундсодержащий мрамор. Продуктивный слой сложен глинистыми песками светлинской свиты с линзами гравийно-галечного материала общей мощностью около 2,0 м. Перекрываются пески пестроцветными вязкими «кавардачными» глинами этой же свиты, красно-бурными глинами N_2 и четвертичными суглинками. Содержание корунда и его качество соответствуют его содержанию и качеству в мраморах плотика. Среднее содержание корунда в россыпи 1,5–2,0 г/м³ при содержании на отдельных участках – 4,0–7,0 г/м³.

Россыпь Южная расположена к югу от юго-западного окончания Кучинской россыпи. Протяженность ее – около 1,0 км, ширина – от 150 м (в южной части) до 300 м (в северной). Продуктивные отложения представлены песчано-галечными аллювиально-пролювиальными отложениями наурзумской свиты, мощность которых по данным бурения превышает 40 м, а по геофизическим данным – больше 100 м. Плотик в восточной части сложен грейзенизированными лейкогранитами, в западной – корундсодержащими закарстованными мраморами. Распределение корунда неравномерное – более высокое в прослоях и линзах галечников. Среднее содержание корунда по россыпи – 0,7 г/м³. Преобладает (до 90 %) корунд второго типа – от бледно до ярко-розовых, округлые зерна, слаботрещиноватые, высокой степени прозрачности. Совместно с корундом в россыпи отмечены повышенные содержания зеленого турмалина, хризоберилла, золота.

В районе *Чуксинского проявления* в пределах Кочкарской-I эрозионно-структурной депрессии располагается корундоносная россыпь протяженностью около 3,0 км при ширине 400–600 м. Плотик россыпи сложен сильно трещиноватыми и закарстованными мраморами. В северной половине карстовые понижения объединяются в крупную котловину с очень сложным рельефом плотика. Котловина выполнена отложениями наурзумской свиты, мощность которых превышает 20 м. В восточной части котловины больше развиты мелко- и тонкозернистые саха-

ровидные кварцевые пески (маршаллиты) с прослоями и линзами обломочного материала, в западной – преобладают аллювиально-пролювиальные и пролювиальные песчано-глинистые отложения с прослоями гравийно-галечного материала различной степени окатанности.

Содержание и качество корунда по площади и мощности в пределах россыпи не постоянные. Среднее содержание корунда – $1-2 \text{ г/м}^3$, на отдельных участках достигает 45 г/м^3 , а в отдельных прослоях и линзах гравийно-галечных отложений может достигать 100 г/м^3 . Вес отдельных кристаллов достигает 28 г. Цвет корунда – красный различных оттенков, прозрачность различная. Основным дефектом кристаллов является трещиноватость.

Вместе с корундом встречались розовые топазы, монацит, колумбит, хризоберилл, зеленый турмалин, зеленая шпинель, берилл, золото [83].

АМЕТИСТЫ

Известны 2 проявления – *Чуксинское* (I-4-28) и *Еремкинское* (II-3-42), приуроченные к площадям развития кварцевых жил. Лучше изученным является *Еремкинское проявление*, расположенное в зоне северо-западного экзоконтакта одноименного гранитного массива, на площади развития метаморфических образований одноименной толщи. В шурфе под делювиальными суглинками (глуб. 0,6 м) в кровле бесструктурной коры выветривания были обнаружены две друзы аметиста размером $20 \times 17 \text{ см}$, одиночный кристалл ($4 \times 6 \times 10 \text{ см}$) и несколько остроугольных мелких обломков кристаллов. В друзах кристаллы имеют неоднородную окраску – дымчатую в основании и фиолетовую в вершинной части. Отдельный кристалл довольно равномерно окрашен в фиолетовый цвет с красноватым оттенком. Кристаллы не трещиноваты и не окатаны. В 20 м южнее шурфа была обнаружена кварцевая жила мощностью 1,5 м, кварц которой внешне похож на кварц «подложки» друз аметиста. Это обстоятельство дает основание предположить, что источником кристаллов была полость в кварцевой жиле [84].

ЯШМЫ

Представлена 1 проявлением – *Петропавловское* (IV-1-15), расположенным на площади развития вулканитов шеметовской толщи, в состав которых входят туфы, слоистые туффиты, сменяющиеся в нижней части разреза кремнистыми сланцами и яшмоидами. В качестве поделочных камней могут использоваться туффиты и прослои яшмы среди них [46].

СЕРПЕНТИНИТЫ

Известно 1 проявление – *Котликское* (II-3-3), расположенное на площади небольшого субмеридионального тела серпентинитов куликовского комплекса. Выемкой на глуб. 2,5 м были вскрыты зеленовато-серые пятнистые плотные тонкозернистые антигоритовые серпентиниты, не выветрелые, по трещинам карбонатизированные. В полированном образце серпентинит темный зеленовато-серый, пятнистый. По темно-зеленому полю беспорядочно разбросаны пятна различной формы от бледно-голубого до зеленовато-синего цвета.

В 350 м юго-западнее этой выемки скв. 111 на глубине 42,0–49,0 м был вскрыт прослой пестроокрашенных серпентинитов. На темно-зеленом фоне беспорядочно размещены полосы и пятна неправильной формы, окраска которых изменяется от бледно-желтой до темно-бурой [84].

ГРАНИТ ПИСЬМЕННЫЙ

В северной части Борисовского гранитного массива выделяется крупное поле развития пегматитовых жил, в которых наблюдаются довольно мощные зоны письменного гранита, который может применяться в качестве поделочного камня. Было выделено несколько пунктов развития письменного гранита [84]. Нами учитывается 2 проявления этих гранитов – *Кочкарское* (II-3-18) и *проявление 30* (II-3-28). Лучше изучено *Кочкарское проявление*, представленное зоной письменного гранита крупной пегматитовой жилы, залегающей среди оталькованных серпентинитов. Пегматитовая жила вскрыта канавой на протяжении 140 м, из них письменные разновидности наблюдались на протяжении 50–60 м. Полевой шпат пронизан выделениями кварца клиновидной, пластинчатой и треугольной формы, размером от $1 \times 1 \text{ мм}$ до $2 \times 1 \text{ см}$ и крупнее. Темно-серый и серый кварц на фоне белого, слегка розоватого и желтоватого полевого шпата создает контрастный рисунок, напоминающий клинопись. Граниты часто трещиноватые,

но встречаются невыветрелые блоки размером 0,4×0,3×0,3 м, пригодные для обработки. Полируемость хорошая. Изготовленные образцы обладают высокими декоративно-художественными свойствами.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Представлены месторождениями магматических, карбонатных, глинистых и обломочных пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В данной работе учитываются 5 месторождений строительного камня, продуктивные толщи которых сложены гранитоидами Уйского (*Северо-Уйское* (II-1-26) и *Уйское* (II-1-30)), Вандышевского (*Вандышевское* (II-1-32)) и Борисовского (*Малыгинское* (II-3-32) и *Пластовское* (II-4-36)) массивов. Из них наиболее крупным и лучше изученным является *Пластовское месторождение*, состоящее из двух участков: Пластовского-I (Северного) и Пластовского-II, расстояние между которыми составляет около 1,0 км. Продуктивная толща обоих участков сложена серыми, светло- и розовато-серыми мелко- и разнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами с жилами пегматитов, трещиноватыми и выветрелыми в верхней части. Вскрыша представлена четвертичными образованиями, глинистой и дресвяно-щебнистой корой выветривания гранитов средней мощностью 2,4 м (на I участке) и 5,0 м (на II участке). Коэффициент вскрыши на I участке – 0,05 м³/м³, на II участке – 0,28 м³/м³. Граниты обоих участков пригодны для производства строительного щебня марок 800–1 200 для дорожного строительства и строительных работ.

Запасы I участка были утверждены ТКЗ в 1991 г. в количестве 6 226 тыс. м³ (A+B+C₁) и 1 218 тыс. м³ (C₂); запасы II участка утверждались в 1975 г. в количестве 4 680 тыс. м³ (A+B+C₁). I участок обрабатывается ООО «Пластовское ДРСУ», II участок числится в резерве. На 01.01.2013 г. запасы (A+B+C₁) I участка составляли 5 162 тыс. м³, II участка – 4 182 тыс. м³ [70].

Эксплуатируются или подготавливаются к эксплуатации также *Малыгинское* (ОАО «Южуралзолото Группа Компаний»), *Уйское* и *Вандышевское* (ООО «Уйское ДРСУ») месторождения.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Известны 4 месторождения и 1 проявление мрамора, из которых только *Соколовское проявление* (I-2-9) приурочено к линзе мраморизованных известняков, залегающих среди вулканогенно-терригенных отложений булатовской толщи. Все четыре месторождения расположены на площади развития мраморизованных известняков биргильдинской толщи. Из них наиболее известным и изученным является *Коелгинское месторождение* (I-4-3), эксплуатация которого началась еще в 1925 г.

Месторождение расположено в зоне северного экзоконтакта Коелгинского гранитного массива. Продуктивная толща образует линзообразную залежь северо-восточного простирания с юго-восточным падением под углом 65–70° протяженностью около 1,6 км, шириной 0,6 км. Она сложена мрамором светло-серым с синеватым оттенком, с редкими желтыми пятнами, мелко- и среднезернистым, плотным, массивным. Местами отмечается полосчатость мрамора, обусловленная чередованием светло- и темноокрашенных прослоев мощностью до 10–15 мм. Порода трещиноватая, трещины пологопадающие северо-западного простирания, падение северо-восточное и юго-западное под углом 0–30°, расстояние между трещинами – от 2,0 до 50,0 см. В верхней части залежи мрамор разрушен до щебнистого состояния.

Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем, суглинками, глинами, выветрелыми мраморами, ее средняя мощность – 4,9 м. Коэффициент вскрыши – 0,09 м³/м³.

В мраморе содержится: CaCO₃ – 98,96–99,46 %; SiO₂ – 0,19–0,56 %; Al₂O₃ – 0,12–0,13 %; Fe₂O₃ – 0,07–0,11 %; MgO – 0,20–0,27 %. Объемный вес – 2,63–2,72 г/см³; водопоглощение – 0,12–0,59 %; предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии – 401–1 116 кг/см²; в

водонасыщенном состоянии – $395-1\,102\text{ кг/см}^2$; после 35-кратного замораживания – $393-1\,048\text{ кг/см}^2$. Мрамор хорошо пилится во всех направлениях и принимает зеркальную полировку. Характерна просвечиваемость на глубину до 10 мм. Мрамор характеризуется хорошей блочностью, выход кондиционных блоков составляет в среднем 34 %. Он используется для производства электрораспределительных щитов и в качестве поделочного и облицовочного материала [169].

Месторождение неоднократно доразведывалось и переоценивалось. Последняя переоценка была выполнена в 2002 г., по результатам которой запасы месторождения ($A+B+C_1$) были утверждены ТКЗ (протокол № 105) в количестве 21 221 тыс. м³ и C_2 – 5 830 тыс. м³. Оработку месторождения ведет ЗАО «Коелгамамрамор». На 01.01.2013 г. балансом учитывались запасы мрамора ($A+B+C_1$) в количестве 20 173 тыс. м³, C_2 – 5 830 тыс. м³.

В 1,5 км юго-юго-западнее разведано аналогичное по геологическому строению [69] Южно-Коелгинское месторождение (I-4-4), запасы которого по данным последней (2002 г.) переоценки составляли 13 252 тыс. м³ ($B+C_1$) и 125 181 тыс. м³ (C_2). Эксплуатацию месторождения осуществляют ООО «Коелга-микромрамор», ООО «Коелга Западная» и ООО «Коелга Южная». На 01.01.2013 г. балансом учитывались запасы мрамора в количестве 12 585 тыс. м³ ($B+C_1$) и 125 181 тыс. м³ (C_2).

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Представлены 4 малыми месторождениями кирпичного сырья, продуктивные толщи которых сложены глинистыми отложениями четвертичного возраста или разновозрастными песчано-глинистыми отложениями неоген-четвертичного возраста и образованиями глинистых и дресвяно-глинистых кор выветривания палеозойских пород. К первой группе относятся Уйское (II-1-33) и Кочкарское (II-4-64) месторождения. Более крупным из них является Уйское месторождение, приуроченное к площади развития делювиальных четвертичных отложений. Продуктивная залежь пластообразной формы площадью $530\times 580\text{ м}$, мощностью 1,4–5,3 м (средняя – 3,5 м) сложена бурыми слабо запесоченными глинами с редкой полуокатанной галькой кварца. Глины подстилаются в разной степени выветрелыми серицитовыми сланцами, а перекрываются почвенным слоем средней мощностью 0,5 м. Коэффициент вскрыши – $0,13\text{ м}^3/\text{м}^3$. Технологические и полужавовские испытания показали, что глины месторождения пригодны для производства методом пластического прессования обыкновенного кирпича марок 75-100 [113]. До 1975 г. месторождение эксплуатировалось, в настоящее время числится в резерве с запасами ($A+B+C_1$) – 942 тыс. м³, в том числе категории А – 92 тыс. м³, В – 165 тыс. м³, C_1 – 685 тыс. м³.

К объектам второй группы относятся Мирнинское (I-2-5) и Пластовское (II-4-60) месторождения. Более крупным является Пластовское месторождение, представленное двумя залежами. Первая площадью $500\times 500\text{ м}$ сложена бурыми и пестроцветными слабо песчанистыми пластичными глинами неоген-четвертичного возраста мощностью 2,1–13,1 м (средняя – 9,1 м). Вторая (пластообразная) залежь занимает площадь $500\times 200\text{ м}$, где представлена пестроокрашенными дресвяно-глинистыми корами выветривания слюдяных сланцев мощностью 4,5–7,8 м (средняя – 5,5 м), переходящая ниже в дресвяно-щебнистую кору выветривания. Вскрыша представлена почвенным слоем и, реже, некондиционными глинами мощностью 0,6–0,8 м. Коэффициент вскрыши бурых глин – $0,06\text{ м}^3/\text{м}^3$; кор выветривания – $0,15\text{ м}^3/\text{м}^3$ [70].

Раздельно глины не пригодны для производства кирпича. Из шихты, состоящей из 57 % бурых глин, 38 % глин коры выветривания и 5 % шамота, методом пластического формования без вакуумирования массы и при естественной сушке можно получить полнотелый кирпич марки 125.

Запасы глин ($A+B+C_1$) были утверждены ТКЗ в 1986 г. в количестве 1 617 тыс. м³ и C_2 – 250 тыс. м³. Месторождение числится в резерве с балансовыми запасами (на 01.01.2013 г.) – 1 553 тыс. м³ и C_2 – 250 тыс. м³.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Известно 1 месторождение строительных песков – Западно-Полянское (II-4-63), приуроченное к пойменным отложениям р. Кабанка. Выделена пластообразная залежь протяженно-

стью 1,8 км, шириной 400–600 м и мощностью 1,5–10,0 м (средняя – 4,1 м). Залежь приурочена к пойме и второй надпойменной (камышловской) террасе. Она сложена бурыми и серыми средне- и крупнозернистыми глинистыми песками с маломощными линзами мелкозернистых песков и гравийно-песчаной смеси. Содержание гравия в исходных песках – от 0,0 до 17,1 % (среднее – 4,0 %), глинистых частиц – 6,4–28,1 % (среднее – 20,7 %), песчаных фракций – 59,4–91,3 % (среднее – 75,2 %). Пески относятся к полимиктовым. В их составе преобладают прозрачные угловатые зерна кварца – 88–100 % (среднее – 97,0 %), реже отмечаются зерна полевых шпатов 0–8 % (среднее – 3 %), лимонита (до 2 %), роговой обманки (до 1 %) и единичные зерна эпидота, магнетита, ставролита, турмалина, хлорита, актинолита, рутила, кремнистых пород.

Пески перекрываются почвенным слоем и бурыми песчанистыми, иногда илистыми глинами мощностью 0,1–3,0 м (среднее – 1,6 м). Коэффициент вскрыши – 0,39 м³/м³.

В естественном виде пески месторождения не пригодны для использования в качестве мелкого заполнителя для тяжелого бетона и строительных растворов из-за высокого содержания глинистых частиц. После отсева гравия и отмывки глинистых частиц качество песков в целом соответствует требованиям стандарта к бетонным и растворным пескам.

Запасы песков (С₂) оценивались в 2 985 тыс. м³ [169].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСКИ

Известно 1 проявление минеральных красок – *Степнинское* (IV-2-11) остаточного типа. Оно представлено коричнево-красной глинисто-охристой корой выветривания монцодиоритов степнинского комплекса.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

Учитываются 4 месторождения подземных вод, водоносные горизонты которых представлены породами фундамента. Основными коллекторами подземных вод являются зоны контактов и повышенной трещиноватости гранитов (*Андрее-Юльевское* (III-3-37) и *Пластовское* (*Кочкарское*) (II-3-14) месторождения), нижнекаменноугольных известняков (*Михайловское месторождение* (II-3-10)) и кремнистых, углисто-кремнистых сланцев и песчаников булатовской толщи S₁-D₁bl (*Власовское* (*Власов ключ*) месторождение (I-1-21)). По условиям формирования воды этих месторождений относятся к трещинным слабонапорным. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным и сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым и магниевым-кальциевым с минерализацией до 1 г/дм³. По величине эксплуатационных запасов: (4,2 тыс. м³/сут – Михайловское месторождение, 6,65 тыс. м³/сут – Андрее-Юльевское, 7,13 тыс. м³/сут – Пластовское и 0,12 тыс. м³/сут – Власовское), все они относятся к малым месторождениям. Михайловское и Пластовское месторождения эксплуатируются [160].

Водоносные горизонты первых трех месторождений вскрываются скважинами, а на участке Власовского месторождения находится каптированный родник Власов ключ, дающий начало одноименному ручью. Лицензия на право эксплуатации месторождения в 2008 году была предоставлена ООО «Мазис».

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Описываемая территория входит в состав Урало-Новоземельского минерагенического пояса, прошедшего сложный полициклический путь развития, поэтому площадь листа N-41-ХІІІ характеризуется полигенной и полихронной минерагенией, особенности которой обусловлены сменой структурно-вещественных комплексов и рудообразующих систем, сформировавшихся в широком возрастном диапазоне в различных геодинамических обстановках. Импульсы эндогенной активности отвечают общеуральским минерагеническим эпохам.

Минерагения **докембрийских минерагенических эпох** в пределах листа N-41-ХІІІ не проявлена.

Более продуктивной является **палеозойская минерагеническая эпоха (С₃-Р(Т))**, подразделяющаяся на несколько минерагенических этапов, характеризующихся разными типами ведущих рудообразующих систем: позднекембрийско-раннедевонский, среднедевонско-раннекаменноугольный, позднепалеозойско-раннемезозойский.

Основными рудообразующими системами *первого этапа* (деструкция земной коры и рифтинг) на площади листа являются офиолитовые ультрамафитовые (куликовский и чебаркульско-казбаевский) комплексы (O₂), в которых известны проявления и пункты минерализации хрома.

Преобладающими типами рудообразующих систем в *среднедевонско-раннекаменноугольный этап* (обстановки островодужных вулканических поясов и активной континентальной окраины) являлись гидротермальные и магматические системы. В этот этап в пределах листа формируется скарново-магнетитовое оруденение (Краснокаменское проявление), гидротермально-осадочное медно-цинково-колчеданное оруденение (Полянское, Кособродское проявление и др.). С диоритами и кварцевыми диоритами биргильдинско-томинского комплекса связано формирование медно-порфирирового оруденения (Зеленодольское проявление).

При столкновении островных дуг с континентом (ранняя коллизия) происходит перестройка рудообразующих систем. Внедрение тоналит-плагиогранитовых интрузий, дислокационный метаморфизм вызывают ремобилизацию рудного вещества, формируются золото-сульфидно-кварцевые жильные (Кочкарское, Ново-Троицкое месторождения) и золото-сульфидные месторождения (Светлинское) и проявления. В зонах разломов в серпентинизированных ультрамафитах формируется медно-магнетитовое и золото-лиственитовое оруденение. В обстановке активной континентальной окраины в относительно мелководных бассейнах (терригенно-карбонатные отложения С₁) существуют благоприятные условия для формирования гидротермально-осадочного полиметаллического (свинец, цинк) оруденения (Крестовоздвиженское, Андреевское и др. проявления).

Позднепалеозойско-раннемезозойский минерагенический этап отвечает обстановкам поздней коллизии. Рудообразующие системы этого этапа многообразны – от магматических и гидротермально-метасоматических до метаморфогенных. В условиях «жесткой» коллизии происходит метаморфическая трансформация медно-колчеданных объектов с переотложением и укрупнением тонкодисперсного золота. В кварцевых жилах краевых частей шовных зон происходит рекристаллизация и очистка с формированием месторождений гранулированного особо чистого кварца (Ларинское) и пьезооптического кварца (Светлинское). Этап характеризуется становлением массивов лейкократовых гранитов и граносиенитов, сопровождавшимся образованием в надинтрузивном и околоинтрузивном пространстве скарново-магнетитовых руд (проявления Степнинской группы) и зон грейзенизации с вольфрам-молибденовым оруденением, полевошпатовых метасоматитов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией. С этими же гранитами парагенетически связано формирование в зонах кислотного выщелачивания гнейсов кианитовой минерализации. С пегматитами варшавского и джабыкско-санарского ком-

плексов связаны проявления редкометалльной минерализации и камнесамоцветного сырья. С гранитоидами варшавского, степнинского и джабыкско-санарского комплексов связано золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации, редкометалльная и урановая минерализация.

Мезозойско–кайнозойская минерагеническая эпоха (MZ–KZ). Рудообразующие системы представлены процессами корообразования и денудации. В эту эпоху в триас–юрский период в депрессиях палеозойского фундамента отлагались мощные толщи озерно-болотных отложений с пластами бурого угля (Челябинский грабен), а в корях выветривания формируются месторождения, проявления и пункты минерализации железа бурожелезнякавого типа, марганца, силикатного никеля, редких земель, золота, урана, каолина, кирпичных глин. Рыхлые продукты коры выветривания, смытые с возвышенностей и переотложенные в понижениях палеорельефа, формировали залежи бокситов, каолиновых и кирпичных глин и строительного песка. В результате денудационных процессов при разрушении золоторудных и других палеозойских месторождений и проявлений образовались россыпи золота, хрустала, кианита, топаза и рубина. В застойных речных долинах и озерах образуются залежи торфа и сапропеля. В пойменных и террасовых отложениях современных рек формировалось урановое оруденение санарского типа.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вся площадь листа N-41-XIII располагается в пределах Урало-Новоземельского минерагенического пояса, в составе которого в образованиях фундамента выделяются значительные части или небольшие фрагменты трех минерагенических зон.

Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, W, Cr/D–C₂) в виде неширокой 6,0–11,0 км полосы протягивается вдоль западной границы листа от его южной границы на расстоянии около 55 км. Большая часть площади этой зоны расположена западнее описываемой территории, на которой находится лишь ее восточная часть. Здесь площадь зоны сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями от раннесилурийского до раннекаменноугольного возраста. Породы разбиты тектоническими нарушениями субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений, к которым приурочены малые тела ультрабазитов куликовского и бриентского комплексов. В северной половине площади минерагенической зоны породы фундамента прорываются гранитоидами степнинского комплекса (Уйский, Косогорский и Вандышевский массивы). В пределах минерагенической зоны известны проявления и пункты минерализации железа, марганца, хрома, бокситов, никеля, золота (рудного и россыпного).

В пределах минерагенической зоны широким развитием пользуются участки смятия, рассланцевания и брекчирования, к которым приурочены метаморфические изменения пород (окварцевание, серицитизация, хлоритизация, лиственитизация и др.) и развитие в них вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, в которых локализовано золотое оруденение различной интенсивности. Такие участки фиксируются геофизическими и геохимическими аномалиями, проявлениями, пунктами минерализации и россыпями золота. По этим признакам была выделена *Кидышско-Петропавловская золоторудная зона* (1.0.1 Au/D₃–C₁), в пределах которой были выявлены проявления золота – Нижнеусцелемовское, Цветкова гора, Бабайтауское, Кидышское и Ежовое, относящиеся к различным рудно-формационным типам: золото-сульфидно-кварцевому, золото-сульфидному, золоторудному лиственитовому и золотоносных кор выветривания. По данным предшествующих [113] и собственных работ в районе проявлений были выделены первичные ореолы рассеивания (III-1-4; III-1-9 и IV-1-1) элементов-индикаторов (Cu, Pb, Ag, Mo, Bi, Zn, Au) золотого оруденения.

Восточнее расположена **Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная молибденово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона** (2 Au, R, Mo, (asb)/PR₁–T₂), протягивающаяся в меридиональном направлении через всю площадь листа на расстояние около 75 км при ширине от 16 до 40 км (у северной границы). С запада площадь ее ограничивается Петропавловским разломом, а с востока (от Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны) Светлинским разломом. Ранее [129] в южной части площади листа восточная граница минерагенической зоны проводилась между Бирюковским и Степнинским гранитными массивами по западному контакту Степнинского массива. Оба массива сложены разновозрастными (P₁) гранитоидами, они характеризуются сходными чертами геологического строения, металлогении, геохимических и геофизических полей. Имеющиеся данные указывают на то, что площади обоих массивов необходимо рассматривать в составе единого рудного узла (Бирюковско-

Степнинского) и одной минерагенической зоны. Поэтому восточную границу зоны необходимо проводить по восточному контакту Степнинского гранитного массива.

Площадь минерагенической зоны сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными, терригенными и карбонатными отложениями различного возраста (от позднеордовикских до раннекаменноугольных). Породы фундамента прорываются габброидами большаковского (Большаковский массив), габбро и сиенитами краснокаменского (Краснокаменский и Соколовский массивы), гранитоидами варшавского (Ларинский и Первомайский массивы) и степнинского (Кумлякский, Бирюковский и Степнинский массивы) комплексов. В тектонических зонах отмечаются небольшие тела ультрабазитов куликовского комплекса.

В пределах минерагенической зоны выявлены проявления и пункты минерализации железа, марганца, хрома, меди, никеля, молибдена, вольфрама, висмута, ниобия, золота, урана. Необходимо отметить, что в этой зоне расположены известные месторождения золота – Светлинское и гранулированного кварца – Ларинское.

В северной части площади листа в пределах минерагенической зоны расположено южное окончание *Губернско-Непряхинского железо-золоторудного района* (2.1 Au,Fe/D₃-C₁), где выделяется южная половина *Краснокаменского золото-железорудного узла потенциального* (2.1.1 Fe,Au/D₃), в пределах которого располагается одноименное проявление железа скарново-магнетитовой формации, проявления марганца, молибдена, золота, а также золотоносные россыпи. По ряду критериев (тектоническим, структурно-минералогическим, геохимическим, геофизическим, геоморфологическим) предшественниками [113] был выделен прогнозный участок (Никольский) перспективный на обнаружение промышленного золотого оруденения. Используя данные предшественников и результаты, полученные при ГДП-200, на площади перспективного рудного узла были выделены геохимические ореолы элементов-индикаторов золотого оруденения (Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, Cd, Au), в единичных пробах отмечались повышенные содержания Bi, Hg, Pt, Pd, что дало основание для переоценки прогнозных ресурсов участка.

В северо-западной части минерагенической зоны выделяется *Ларинский кварцеворудный узел* (2.0.1 q/C₁₋₂), сложенный осадочно-вулканогенными образованиями раннесилурийского–позднедевонского возраста и прорывающими их гранитоидами Ларинского массива варшавского комплекса. К гранитоидам приурочены единичные кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны, образующие Ларинское месторождение гранулированного кварца. В результате проведенных геологоразведочных работ были подсчитаны запасы гранулированного и молочно-белого кварца категорий C₁ и C₂.

Юго-восточнее в средней части минерагенической зоны у ее восточной границы многими исследователями [77, 134, 135, 154] выделялся *Светлинский золоторудный узел* (2.0.2 Au/D₃-C₁), в пределах которого разведано одноименное месторождение, известны многочисленные проявления, пункты минерализации и россыпи золота. В результате выполненных поисковых и тематических работ была дана прогнозная оценка глубоких горизонтов и флангов месторождений. Данных для переоценки прогнозных ресурсов площади рудного узла в результате ГДП-200 не получено.

В южной части минерагенической зоны у ее восточной границы выделяется потенциальный *Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел потенциальный* (2.0.3 W,Mo/P₁), охватывающий площади развития гранитоидов степнинского комплекса (Бирюковский и Степнинский массивы) и зоны их экзоконтактов. Основанием для его выделения послужило широкое развитие в пределах узла коллизионных позднепалеозойских интрузий монцодиорит-граносиенит-гранитовой формации степнинского комплекса (P_{1st}), с разновозрастными аналогами которых на соседних площадях связано молибден-вольфрамовое оруденение. Наиболее перспективно здесь оруденение вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой рудной формации, что подтверждается наличием зон березитизации гранитов и развитием в них флюорит-кварцевых и флюорит-сульфидно-кварцевых жил с вкрапленностью шеелита, где содержание WO₃ достигает 1,89 % – Бирюковское проявление (IV-1-4). Во вмещающих березитизированных гранитах отмечается также вкрапленность сульфидов, среди которых наблюдалась минерализация молибденита местами довольно интенсивная. Повышенные содержания вольфрама отмечались также в зонах скарнирования – Казаковское проявление (IV-2-10), где содержание WO₃ достигало 0,17 % [146]. К благоприятным факторам относится также и многофазное становление рудоносных интрузий, области развития которых фиксируются обширными отрицательными аномалиями силы тяжести. Из поисковых признаков молибден-вольфрамового оруденения в пределах площади выделяемого узла установлено: наличие проявлений и пунктов минерализации вольфрама; наличие комплексных геохимических ореолов Mo, W, Pb, Ag, Bi, Be, присутствуют также Sn, TR, Au; отмечены зоны нарушения корреляционных связей радиоактивных элементов (U, Th, K) с калиевой, реже ториевой специализацией

радиогеохимического поля, что может быть связано с оруденелыми зонами.

Восточную половину площади листа занимает **Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона** (3 W, Be, Au, (gr, УБ)/PR₁-J₁), пространственно совпадающая с Алапаевско-Адамовской СФЗ. В пределах листа площадь зоны сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными и метаморфическими образованиями различного возраста (от ранневендского до среднекаменноугольного) и, прорывающими их многочисленными интрузивными телами различного возраста. Здесь известны месторождения, проявления и пункты минерализации различных видов полезных ископаемых: железа, марганца, хрома, меди, свинца, цинка, никеля, вольфрама, бериллия, ниобия, редких земель, золота, урана, пьезокварца, каолина, кианита, мрамора и других нерудных полезных ископаемых.

Большую часть площади минерагенической зоны в пределах листа занимает *Кочкарско-Санарский ураново-редкометалльно-золоторудный район* (3.1 Au, Nb, Be, U/D₃-C₁₋₂), протягивающийся от северной до южной границы листа. На его площади расположены многочисленные крупные массивы гранитоидов (Варламовский, Коелгинский, Борисовский, Пластовский, Санарский и др.) и, вмещающие их разновозрастные образования. Площадь рудного района изучена довольно полно. В его пределах известны месторождения, проявления и пункты минерализации большинства полезных ископаемых из известных на площади листа. Среди них важнейшими являются: золото, полиметаллы, бериллий, ниобий, уран, пьезокварц, каолин, кианит, ювелирные и поделочные камни и др.

В восточной части площади рудного района расположена *Кочкарская (Пластовская) золоторудная зона* (3.1.1 Au/D₃-C₁₋₂), охватывающая площади Коелгинского и Пластовского гранитоидных массивов и зоны их экзоконтактов. На площади золоторудной зоны расположены широко известные месторождения – Кочкарское и Ново-Троицкое, многочисленные проявления и россыпи золота. Перспективы прироста запасов могут связываться с доразведкой флангов и глубоких горизонтов известных месторождений.

В северо-восточном углу площади листа расположено юго-западное окончание *Биргильдинско-Томинского золото-меднорудного узла* (3.0.1 Cu, Au/D₃-C₁), основная часть площади которого расположена восточнее и северо-восточнее. По сравнению с предыдущими работами [129] его площадь должна быть расширена за счет включения в его состав площадей Зеленодольского и Поляновского рудных полей, т. е. западную границу узла необходимо проводить по восточному контакту Коелгинского гранитного массива. Площадь узла сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями среднедевонского–раннекаменноугольного возраста и, прорывающими их гранитоидами биргильдинско-томинского (D₃-C₁) и полетаевского (C₂) комплексов. Полезные ископаемые представлены проявлениями меди, золота, пунктом минерализации урана и двумя крупными месторождениями мрамора (Коелгинским и Южно-Коелгинским). Среди проявлений меди наиболее известными являются Зеленодольское (медно-порфировой формации) и группа Поляновских проявлений (медно-цинково-колчеданной формации).

Согласно Южно-Уральской серийной легенде на схеме минерагенического районирования олигоцен–четвертичных образований описываемая территория полностью входит в состав **Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоны** (4 Au, Pt/P₃-Q) Уральского россыпного минерагенического пояса (рис. 7). В пределах зоны на площади листа известны многочисленные (120) золотоносные отработанные, обрабатываемые и резервные россыпи различного размера. При разработке некоторых из них (р. Каменка, р. Санарка) отмечались находки кристаллов и обломков кристаллов алмазов. Кроме золотоносных обрабатывались также хрусталеносные россыпи (Светлинская), отмечались также россыпи кианита и рубина, расположенные вблизи коренных источников. В четвертичных отложениях выявлено четыре малых месторождения (Варламовское, Демаринское, Санарское и Пянковское), несколько проявлений и пунктов минерализации урана, приуроченных к аллювиальным и озерным сероцветным часто лигнитсодержащим песчано-глинистым отложениям, которые развиты и за пределами площади листа. Площадь распространения этих отложений выделена в *Санарскую ураноносную зону* (4.1 U/Q), лишь северная часть которой расположена на описываемой территории.

ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

В результате анализа предшествующих работ и полученных при ГДП-200 данных были выделены объекты (рудные районы, зоны и узлы), перспективные на обнаружение промышленно-

го оруденения железа, меди, вольфрама, молибдена, золота, урана, кварца, каолина, кианита. Большинству из этих объектов предыдущими исследователями уже давалась прогнозная оценка и у нас нет достаточных оснований для ее изменения. Лишь 3 объекта относятся к числу переоцененных или впервые выявленных, для которых полученные новые данные позволили уточнить и изменить параметры подсчета прогнозных ресурсов всего объекта или отдельных видов полезных ископаемых (прил. 5).

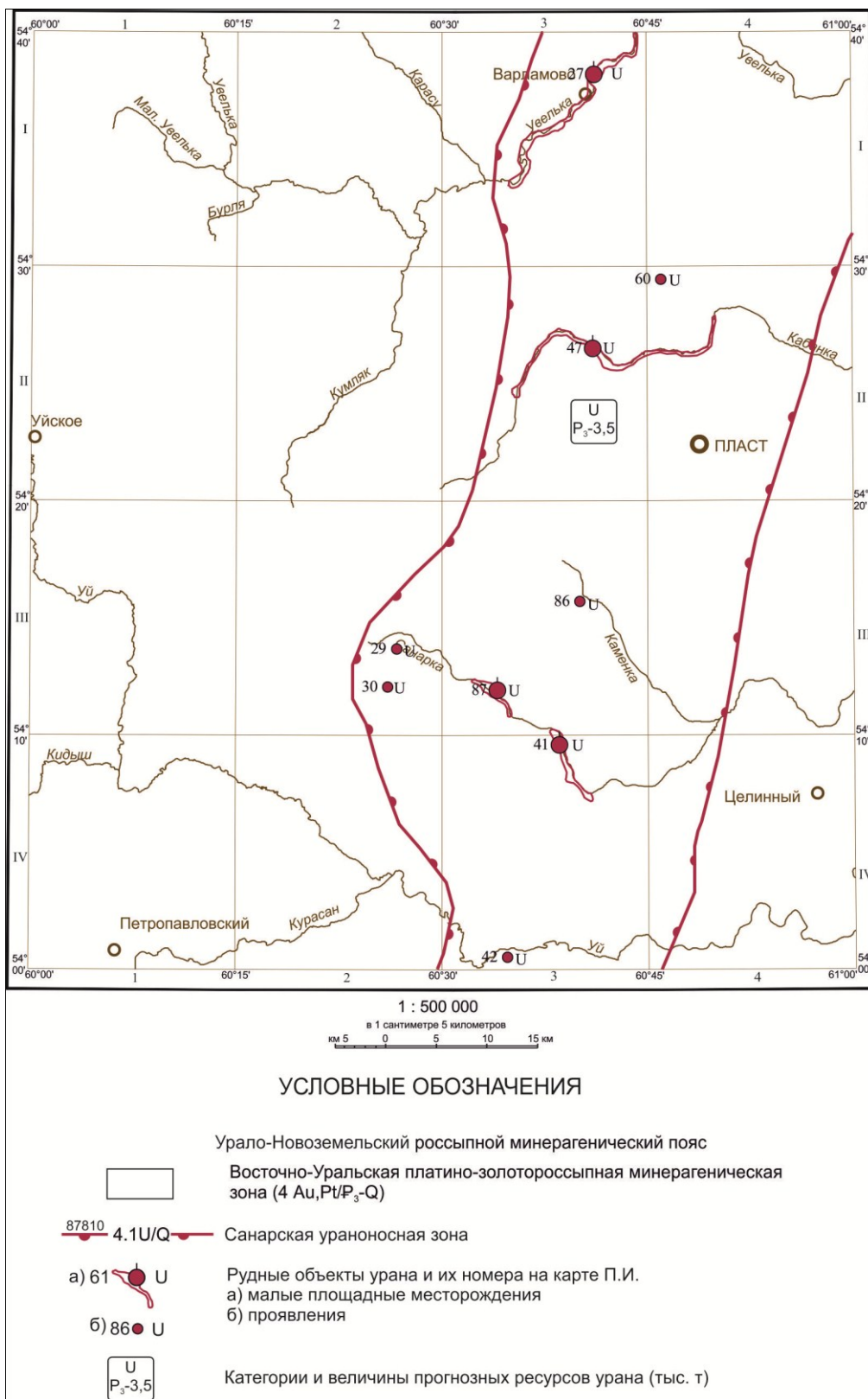


Рис. 7. Схема минерагенического районирования для олигоцен–четвертичных образований.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. В пределах листа известно 20 проявлений и пунктов минерализации железа различных формационных и генетических типов. Но лишь одно проявление (Краснокаменское), расположенное на площади одноименного *Краснокаменского золото-железородного узла потенциального* (2.1.1 Fe,Au/D₃) (Верхотурско-Новооренбургская минерагеническая зона) может представлять практический интерес. Прогнозные ресурсы этого проявления оценивались неоднократно и неоднозначно – от 80 млн т (по данным бурения [122]) и 150 млн т (по геофизическим данным) до 200 млн т [151]. По данным последней оценки (1998 г.) прогнозные ресурсы (P₃) скарново-магнетитовых руд южной части рудного узла, расположенной в пределах площади листа, на глубинах 600–1 200 м оценивались в 320 млн т [135].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Перспективы увеличения запасов медных руд связываются с юго-западной частью *Биргильдинско-Томинского золото-меднорудного узла* (3.0.1 Cu,Au/D₃-C₁), в пределах которого расположено Зеленодольское проявление медно-порфировых руд. Необходимо отметить, что в предыдущей работе [129], вслед за предшественниками [113, 135] этот объект рассматривался в ранге месторождения и прогнозные ресурсы его не оценивались. Анализ имеющихся данных подтвердил необходимость отнесения этого объекта к рангу проявлений, и учитывать его прогнозные ресурсы. В предыдущей работе учитывались лишь ресурсы северной части узла – Томинского рудного поля (лист N-41VIII).

В результате детальных поисков [171] было установлено, что медное оруденение Зеленодольского проявления представлено двумя штокверками – Северным и Южным, прогнозные ресурсы (P₁) меди которых оценивались в 460,4 и 557,4 тыс. т при общих ресурсах меди 1 018 (1 020) тыс. т и молибдена 6,4 тыс. т. Подсчет прогнозных ресурсов производился для руд с бортовым содержанием меди – 0,2 %; молибдена – 0,005 %. На 01.01.1998 г. Челябинскгеолокомом прогнозные ресурсы меди [135] оценивались в 800 тыс. т (P₁) и 1 000 тыс. т (P₂).

Вольфрам. По ряду признаков, указанных выше, в составе Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоны выделяется потенциальный *Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел потенциальный* (2.0.3 W,Mo/P₁), на площади которого известны проявления и пункты минерализации вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой и вольфрамовой скарновой рудных формаций. Оценка прогнозных ресурсов потенциального узла производилась методом прямого расчета с использованием формулы: $P_3 = S \times m \times d \times c \times k_n$, где S – суммарная площадь выделенных в пределах листа на площади рудного узла геохимических аномалий, фиксирующих зоны развития вольфрамового оруденения (21,8 км²); m – предполагаемая минимальная мощность зоны оруденения (5 м); d – объемный вес оруденелых пород (2,6 т/м³); c – предполагаемое среднее содержание WO₃ в рудах (0,1 %); k_n – коэффициент надежности прогноза (0,3). Таким образом, прогнозные ресурсы (P₃) WO₃ в пределах листа составят: $WO_3 = (21,8 \times 5 \times 2,6 \times 0,1 \times 0,3) : 100 = 85$ тыс. т.

Прогнозные ресурсы молибдена не оценивались, т. к. содержание его в породах почти не определялось, хотя в керне скважины 240 отмечалась вкрапленность молибденита местами довольно обильная.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В пределах Уйско-Гумбейской минерагенической зоны выделена *Кидышско-Петропавловская золоторудная зона* (1.0.1 Au/D₃-C₁), на площади которой отмечалось широкое развитие участков расланцевания, метаморфического изменения пород и их минерализация, в пределах которых обнаружены геохимические ореолы элементов-индикаторов и проявления золотого оруденения. На площади золоторудной зоны предыдущими исследователями [134, 135] выделялись золоторудные поля (Нижеусцелемовское, Кидышское, Петропавловское), для которых выполнялся подсчет прогнозных ресурсов категорий P₂ и P₃. Прогнозные ресурсы золота Нижеусцелемовского рудного поля оценивались в 7,3 т (P₂), Кидышского – 16,9 т (P₂). Для оценки прогнозных ресурсов (P₃) золоторудной зоны применялась формула: $P_3 = S \times q \times k_n$, где S – площадь подсчета прогнозных ресурсов в пределах описываемой территории (195 км²); d – удельная площадная продуктивность эталонного Светлинского золоторудного узла, определяемая путем деления общих запасов золота рудного узла (59,1 т) на его пло-

щадь (265 км²), равная $59,1:265=0,22$ т/км²; k_n – коэффициент надежности прогноза (0,4).

Таким образом, прогнозные ресурсы (P_3) этой части площади золоторудной зоны составят: $P_3=195 \times 0,22 \times 0,4=17$ т, а общие ресурсы золота: $P_2 - 24,2$ т; $P_3 - 17$ т.

Как отмечалось выше ранее [113] в пределах Верхотурско-Новооренбургской зоны на площади южной части *Краснокаменского золото-железородного узла потенциального* (2.1.1 Fe,Au/D₃) выделялся прогнозный Никольский участок, где предполагалась возможность обнаружения золотого оруденения сухоложского типа. Прогнозные ресурсы (P_3) участка оценивались в 29 т золота. Анализ имеющихся и полученных материалов показал, что по особенностям геологического строения, характеру проявлений золота и составу геохимических ореолов золотое оруденение участка ближе к светлинскому типу. Для переоценки прогнозных ресурсов (P_3) используется формула: $P_3=S \times q \times k_n$, где S – площадь рудного узла в пределах листа (190 км²), q – удельная площадная продуктивность эталонного Светлинского золоторудного узла (0,22 т/км²), k_n – коэффициент надежности прогноза (0,4). Таким образом, прогнозные ресурсы (P_3) золота для южной части золоторудного узла составят: $P_3=190 \times 0,22 \times 0,4=16$ т.

В пределах *Светлинского золоторудного узла* (2.0.2 Au/D₃-C₁) оценивались [134] глубокие горизонты и фланги одноименного золоторудного месторождения. Прогнозные ресурсы (P_1) глубоких (до 600 м) горизонтов оценивались в 17,5 т золота. На западном фланге на площади Западно-Светлинского проявления был выделен блок оруденелых пород, (среднее содержание золота 1,8 г/т) которое хотя и не соответствовало кондициям Светлинского месторождения, но расположение их в борту действующего карьера в устойчивых слабо обводненных породах делает их доступными и экономически рентабельными для отработки общим карьером для извлечения золота методом кучного выщелачивания. Прогнозные ресурсы (P_1) золота в этих рудах оценивались в 2,5 т. К северу и северо-северо-востоку от месторождения в плотике Северо-Светлинской россыпи, представленным корами выветривания метаморфизованных пород, были выявлены проявления и пункты минерализации с содержаниями золота от 0,5 до 3,8 г/т. Было выделено 5 рудных залежей протяженностью от 220 до 810 м и мощностью от 2,0 до 40,0 м, прогнозные ресурсы (P_2) которых оценивались в 8,6 т золота. Таким образом, прогнозные ресурсы Светлинского золоторудного узла составят: категории $P_1 - 20$ т; категории $P_2 - 8,6$ т.

В пределах Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны выделяется *Кочкарская (Платовская) золоторудная зона* (3.1.1 Au/D₃-C₁₋₂), охватывающая один из старейших районов золотодобычи, где расположены одни из крупнейших на Южном Урале месторождения (Кочкарское, Ново-Троицкое), многочисленные проявления и россыпи золота. В настоящее время учитываются прогнозные ресурсы (P_1) глубоких (700–1 000 м) горизонтов эксплуатируемых жил в количестве 36 т золота и глубоких (1 000–1 200 м) горизонтов и флангов эксплуатируемых жил – 12 т (P_1). Всего прогнозные ресурсы P_1 составляют 48 т.

В северо-восточном углу площади листа выделяется юго-западное окончание *Биргильдинско-Томинского золото-меднорудного узла* (3.0.1 Cu,Au/D₃-C₁), в пределах которого известны Зеленодольское медно-порфировое проявление и ряд проявлений золота (Северо-Шиловское, Зеленодольское, Южно-Шиловское), приуроченных к измененным породам зон экзоконтактов диоритового массива. Содержание золота в проявлениях составляет 2,8–10,4 г/т, достигая в единичных пробах из лимонитизированных пород 343,4 г/т. Для участка площадью 2 км² прогнозные ресурсы категории P_2 оценивались в 10,5 т [134].

К северу от Зеленодольского проявления расположено проявление золота г. Тетечной, представленное штокверком кварцевых прожилков и зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в измененных и лимонитизированных породах. Содержание золота изменялось от 1,1 до 9,6 г/т. Прогнозные ресурсы (P_2) для участка площадью 3,0 км² составляли 16,1 т [134].

К югу от Зеленодольского расположена группа Поляновских проявлений медно-цинковой колчеданной формации. В результате геологоразведочных работ в пределах проявления было выделено шесть рудных тел сложенных прожилково-вкрапленными и сплошными медно-цинковыми рудами. Запасы (C_2) составили: меди – 4,5 тыс. т и цинка – 17,4 тыс. т. Большой интерес представляли зоны окисления коры выветривания, где содержание золота достигало 37,7 г/т, а серебра – 1 103,4 г/т. Зоны окисления проявления были отработаны ОАО «Южуралзолото» до глубины 10–15 м. Прогнозные ресурсы (P_3) золота до глубины 50 м оценивались в 14 т [135].

Таким образом, прогнозные ресурсы золота юго-западной части Биргильдинско-Томинского золото-меднорудного узла оцениваются по категории P_2 в 26,6 т и $P_3 - 14$ т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Из большого количества проявлений и пунктов минерализации урана различных формационных типов, выделяемых в пределах листа, практический интерес представляют объемы, относимые к рудно-формационному типу уран-редкоземельному терригенному палеодолу, оруденение которых локализовано в аллювиальных четвертичных отложениях современных рек. Большинство из них объединены в составе *Санарской ураноносной зоны* (4.1 U/Q), лишь северная часть которой (около 35 % площади зоны) расположена в пределах листа. Прогнозные ресурсы (P_3) урана для площади всей зоны оценивались в 10 тыс. т [73], из них на площадь листа приходится 3,5 тыс. т урана.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. Для плавки оптического стекла, стекол со специальными свойствами и производства светотехнического и химического кварцевого стекла применяется гранулированный кварц, месторождение которого (Ларинское) расположено в пределах одноименного *Ларинского кварцеворудного узла* (2.0.1 q/C₁₋₂). По результатам поисково-оценочных [117] и разведочных [58] работ были подсчитаны запасы и прогнозные ресурсы (P_1) гранулированного кварца всей площади узла, которые составляли 225 тыс. т (кварцево-жильная зона № 235) и 246,8 тыс. т (Мукашский участок). На 01.01.2009 г. прогнозные ресурсы флангов месторождения числились в количестве: категории P_1 – 11 тыс. т; P_2 – 81 тыс. т; P_3 – 108 тыс. т. Учитывая что в пределах листа расположены только центральная и восточная части площади узла (примерно 64 %) прогнозные ресурсы кварца в этой части площади узла составят: категории P_1 – 7 тыс. т; P_2 – 54 тыс. т; P_3 – 69 тыс. т.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Представлено месторождениями и проявлениями каолина и кианита, расположенными преимущественно на площади *Кочкарско-Санарского ураново-редкометалльно-золоторудного района* (3.1 Au,Nb,Be,U/D₃-C₁₋₂) в пределах Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны.

Каолин представлен тремя месторождениями, изученными с разной степенью детальности и тремя проявлениями. В результате тематических работ [135] были выделены 4 прогнозные площади с прогнозными ресурсами (P_2) каолина от 10 до 20 млн т. На 01.01.2009 г. учитываются прогнозные ресурсы двух площадей: Стафеевской (P_2) – 25 млн т и Чуксинской (P_3) – 36 млн т.

Кианит представлен двумя месторождениями: Борисовское и Михайловское, разведочные работы на которых проводились в 1931–1932 гг. [81]. В 1986–1989 гг. на площади Борисовского месторождения были проведены поисковые работы, в результате которых прогнозные ресурсы кианита при бортовом его содержании 20 % по категории P_1 оценивались в 1 553 тыс. т; P_2 – 1 116 тыс. т [80].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Рубин представлен двумя проявлениями Кучинским и Чуксинским и связанными с ними россыпями. В результате детальных поисков [83], были подсчитаны прогнозные ресурсы (P_2) корунда пригодного для фасетной огранки для Кучинского проявления, где выделялись две россыпи Кучинская и Южная. Прогнозные ресурсы ограночного корунда оценивались для Кучинской россыпи в 80 тыс. карат, для Южной в 97,8 тыс. карат, всего – 177,8 тыс. карат. На 01.01.2009 г. по Кучинскому участку числились прогнозные ресурсы рубина категории P_1 в количестве 384 тыс. карат.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с современным гидрогеологическим районированием Российской Федерации (карты гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 (ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, 2004) и «Принципов гидрогеологической стратификации и районирования России» (МПР РФ, М., 1998), исследуемая территория входит в состав Уральской сложной гидрогеологической области (i-IX) – гидрогеологической структуры первого порядка, располагаясь в пределах Восточно-Уральского гидрогеологического массива (e-IX-E) – структуры второго порядка. В свою очередь здесь можно выделить структуры третьего порядка – Уйский район (e-IX-E-1a) и Кочкарский район (e-IX-E-1б), разделенные крупным тектоническим нарушением (на тектонической схеме отвечает Светлинскому надвигу).

В гидрогеологическом отношении площадь листа N-41-XIII изучена неравномерно. Изыскательские работы для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения (ХПВ и ТВ) населенных пунктов и промышленных объектов начали проводиться с 30-х годов прошлого столетия. Впервые гидрогеологические условия района были отражены на гидрогеологической карте масштаба 1 : 1 000 000 Челябинской области, составленной В. А. Антипиным в 1940 году, намечены благоприятные для поисков подземных вод зоны. В последующие 1940–1950-е годы гидрогеологические исследования проводились попутно с геологосъемочными и поисковыми работами и освещались в пояснительных записках к геологическим картам. В эти же годы проведены поисково-разведочные работы по ХПВ г. Пласт, завершившиеся открытием двух месторождений подземных вод с утверждением запасов в количестве 1,7 тыс. м³/сут (водоносный горизонт в серпентинитах) и 1,4 тыс. м³/сут (в известняках). В 1953–1959 годы территория листа была покрыта геолого-гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 500 000 (Е. А. Волкова и А. П. Сигов), в процессе которой основное внимание было уделено гидрогеологической стратификации и изучению водоносных покровных мезокайнозойских отложений. В эти же годы составлена схема гидрогеологического районирования (Н. С. Бокарев, 1957), проведено поисково-разведочное бурение скважин для ХПВ многих населенных пунктов. В 1960-е годы проведена гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000 листа N-41-A (В. Т. Брок и М. В. Бунин, 1961); систематизация всего фактического материала по Челябинской области (А. И. Наумкина, 1962–1964); составлена гидрохимическая карта области в масштабе 1 : 500 000 (В. Г. Рябинин и др., 1964). В 1971 году исследуемая площадь листа была покрыта гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000 с составлением комплекта Государственной гидрогеологической и инженерно-геологической карт, выделены и описаны водоносные горизонты (ВГ) и комплексы, дана оценка ресурсов и эксплуатационных запасов [61]. В последующие десятилетия на площади листа проведены довольно интенсивные поисково-разведочные работы для ХПВ и ТВ отдельных населенных пунктов, доразведан ряд месторождений подземных вод, обеспечивших практически все населенные пункты региона эксплуатационными скважинами. В последние годы на территории Челябинской области проводятся оперативные государственные наблюдения состояния подземных вод, работы по государственному учету подземных вод (Программа государственного мониторинга подземных вод (ПВ)).

Формирование и распределение подземных вод определяется геоструктурным положением, геоморфологическими и климатическими особенностями исследуемого района и основано на характере проницаемости и состава горных пород, на гидравлической связи между смежными подразделениями и их гидродинамическими особенностями, степени экзогенной и эндогенной трещиноватости, нарушенности, положения областей питания и разгрузки.

Преимущественная часть (до 90 %) площади, представленная складчатым фундаментом восточного склона Южного Урала, сложена докембрийскими метаморфическими и палеозойскими осадочными, вулканогенными, кремнисто-сланцевыми и интрузивными образованиями и характеризуется преобладающим развитием трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод со свободной поверхностью. С учетом геолого-структурного положения, гидро-

геологических особенностей и согласно принципам гидрогеологической стратификации водовмещающих пород, данные образования составляют нижний гидрогеологический этаж.

Верхняя часть разреза пятнисто-линзовидного распространения, сложенная преимущественно континентальными и частично морскими отложениями верхнемелового–четвертичного возраста мощностью от 0 до 30–50 м, характеризуется развитием локальных линзовидных маломощных пластовых, пластово-поровых безнапорно-субнапорных вод, залегающих в почти горизонтальных породах мезозоя и кайнозоя. Расчленение данного гидрогеологического разреза на водоносные и относительно водоупорные подразделения производится по принципу стратиграфической принадлежности и последовательности пород в соответствии с геологическим строением района. Контуры распространения выделенных подразделений полностью совпадают с геологическими контурами. Согласно принципам гидрогеологической стратификации и геолого-структурного положения данный комплекс покровных отложений образует верхний гидрогеологический этаж, который подстилается породами фундамента.

Описание гидрогеологических особенностей территории основывается на результатах мелкомасштабной гидрогеологической съемки (Брок В. Т., Бунин М. В., 1961), гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 (Воронов С. Г., Кислицина Т. А., 1971), многолетних поисково-разведочных работ для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов региона и мониторинга подземных вод.

Поровые и пластово-поровые безнапорные воды верхнего этажа приурочены к аллювиальным и озерно-аллювиальным отложениям, развитым в долинах рек; к водораздельным пространствам с небольшими участками и площадным развитием палеогеновых и неогеновых отложений.

1. *Водоносный четвертичный аллювиальный, озерно-аллювиальный горизонт (Q)* приурочен к аллювиальным отложениям наиболее крупных рек (Уй, Увелька, Кабанка, Санарка), их притокам, озерно-аллювиальным и болотным отложениям верховий рек и речек, представленных преимущественно песчано-гравийным материалом с прослойками глин и суглинков. Залегание пород линзовидное, с редкой фациальной изменчивостью, неоднородностью гранулометрического состава, с чем связано непостоянство гидрогеологических параметров. Воды горизонта поровые со свободной поверхностью. Мощность отложений обычно не превышает 8 м, глубина залегания водного зеркала от 0,5 до 2–4 м, в отдельных случаях до 8 м. Водоносные пески и песчано-галечные отложения залегают обычно в нижней части разреза, в верхней части преобладают глины и суглинки. Расход родников 0,01–0,3 л/с, дебит колодцев 0,05–0,6 л/с, скважин 0,08–0,6 л/с при небольших понижениях уровня. Водопроницаемость пород изменчива и зависит от литологического состава, в общем слабая. Коэффициент фильтрации глин – 0,2 м/сут, суглинков – 0,5 м/сут, супесей – 2,8 м/сут. Горизонт тесно связан с формированием современной речной сети. Воды горизонта испытывают сезонные колебания, имеют непостоянный режим. Питание вод происходит преимущественно за счет атмосферных осадков, частично за счет подпитки его поверхностными водами. Область питания соответствует области распространения. Основная разгрузка вод происходит в местную гидрографическую сеть, частично в подстилающие породы. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, магниевые, натриевые с минерализацией 0,5–1,3 г/дм³. На химсостав вод влияет неоднородность водовмещающих пород. В аллювиальных водах р. Увелька в единичных случаях установлено повышение минерализации до 1,7 г/дм³ с одновременным повышением сульфат-иона. Воды горизонта каптируются колодцами, реже скважинами во многих населенных пунктах, расположенных вблизи рек. Использование вод ограничено в связи с непостоянством режима, малой мощностью водовмещающих пород и нередкой загрязненностью поверхностными водами.

2. *Относительно водоупорный верхнемелово–среднеплиоценовый горизонт (N₁³–N₂²)* объединяет отложение светлинской, жиландинской и кустанайской свит, предоставленных бурями, охристо-бурими глинами с прослоями и линзами разнозернистых бурых песков и галечников в верхней части разреза. Отложения развиты на склонах и водоразделах речной и овражно-балочной сети в виде неправильных пятен или протяженных полос, являясь водоупором для олигоцен–среднемиоценового водоносного горизонта, приуроченного обычно к древним депрессиям. Для отложений характерна большая фациальная изменчивость по площади и в разрезе. Мощность их не превышает 8–10 м. Водоносными являются линзы и прослойки песка и галечника мощностью до 20–30 см с суммарной мощностью до 2,5–3,0 м. Уровень грунтовых вод в районе находится на глубине 1,0–3,5 м. Водопроницаемость пород незначительная. Расход редких родников 1,03–0,1 л/с, дебит колодцев – до 0,27 л/с, при понижении до 0,49 м, коэффициент фильтрации – 1,25 м/сут. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые с минерализацией до 1,0 г/дм³. Ввиду малой мощности

и ограниченности запасов, данные воды практического значения не имеют.

3. *Водоносный олигоцен–среднемиоценовый горизонт (P₃–N₁²)* включает отложения куртамышской и наурзумской свит, имеющих очень ограниченное распространение в виде небольших пятен и линз в восточной части площади, приуроченных обычно к древним мезозойским депрессиям субмеридионального простирания. Представлен в нижней части разреза тонкозернистыми кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песками с примесью глинистого материала (куртамышская свита), разномзернистыми и мелкозернистыми песками и прослоями глин (наурзумская свита). Нередко отложения имеют косую слоистость. Мощность горизонта до 7–10 м, мощность водоносных песков, залегающих в виде линз, варьирует от 0,2 до 3,0 м. Местами водоносные пески перекрыты водоупорными глинами, что создает местный напор до 2,3 м. На исследуемой площади водоносный горизонт охарактеризован слабо, на соседней с юга площади дебит по скважинам составляет от 0,05 до 0,68 л/с. Водопроницаемость неравномерная. Питание горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриевые с минерализацией до 0,5–0,7 г/дм³. Ввиду незначительного площадного распространения, малой мощности горизонт практического значения не имеет.

4. *Водоносная силурийско–нижнедевонская зона экзогенной трещиноватости кремнисто-сланцевых образований (S–D₁)* довольно широко развита в западной части площади, где слагает крылья синклинозных структур. Представлена сланцами кремнистыми, углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, филлитизированными, графитисто-кварцевыми с прослоями вулканомиктовых песчаников, в низах разреза – прослои вулканитов основного и среднего состава, их туфов. Подземные воды формируются в зоне экзогенной трещиноватости, мощность которой варьирует от 40 до 90 м (средняя – 50–60 м). Воды трещинные безнапорные, в пониженной местности, при наличии покровных глинистых отложений, возможен местный напор от 7 до 34,8 м. Глубина залегания статического уровня вод в зависимости от гипсометрического положения изменяется от 1,0 до 19 м (на водоразделах), в отдельных участках до 46 м. Водообильность неравномерна по площади и в разрезе в зависимости от степени метаморфизма пород. При гидрогеологической съемке установлено большое количество естественных и искусственных водопунктов. Расход родников от 0,01 до 0,5 л/с. Они постоянно функционируют и характеризуются устойчивым дебитом с небольшим отклонением в зимнее время, в летнее время бывают небольшие грифончики. Дебит колодцев от 0,05 до 0,4 л/с, дебит скважин 0,1–1,3 л/с. Наименее водообильны филлитовые и филлитизированные сланцы, в которых трещины кальматированы глинистым материалом, наиболее водообильны кремнистые сланцы, несущие открытые трещины. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,06 до 10 м/сут. Значительную роль в обводненности играют разрывные нарушения, являющиеся локализаторами подземных вод. При гидрогеологической съемке в пределах площади развития кремнисто-сланцевых образований выделено ряд зон, в которых расход основных родников с постоянным режимом составляет от 2,0 до 5,0 л/с, дебит скважин – до 4,0–8,0 л/с при понижении от 4,23 до 28,0 м, коэффициент фильтрации от 0,088 до 10 м/сут.

В 2008 году в северо-западной части исследуемой площади, в полосе развития кремнисто-сланцевых образований при гидрогеологических исследованиях левого притока речки Бурля был установлен родник Власов ключ, дающий начало одноименному ручью (КПИ, № 21). При проведении работ источник был каптирован, по нему был проведен подсчет эксплуатационных запасов, которые приняты ТКЗ по Челябинской области и учтены как балансовые по категории С₁ в количестве 0,012 тыс. м³/сут. Качественные воды источника используются для питьевых целей населенными пунктами. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и частичного подтока из прилегающих комплексов пород. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные кальциевые, местами гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, редко гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-натриево-кальциевые с минерализацией до 1,0 г/дм³. В целом подземные воды кремнисто-сланцевых образований являются перспективными для водоснабжения населенных пунктов исследуемой площади.

5. *Водоносная ордовик–верхнедевонская зона экзогенной трещиноватости вулканогенных, осадочно-вулканогенных пород (O–D₃)* имеет довольно широкое распространение в западной и восточной частях площади. Представлена вулканитами основного, среднего и кислого состава, их туфами, туфобрекчиями, туффитами, яшмоидами, метавулканитами, метасланцами и прослоями вулканомиктовых песчаников, туфоконгломератов, туфобрекчий, известняков. Мощность зоны трещиноватости от 44 до 80 м (средняя 60 м). Глубина залегания подземных вод в зависимости от гипсометрического уровня колеблется от 1,0 до 27 м (на водоразделах). Воды преимущественно безнапорные, в пониженных участках, при наличии покрова глин, могут

иметь местный напор от 3 до 26 м. Естественные выходы вод довольно часты в долинах рек Увелька, Кабанка, Уй и зонах тектонических нарушений. Дебит родников обычно 0,1–0,2 л/с, вблизи рек и тектонических зон – до 1,5 л/с. Дебит скважин колеблется от 0,2 до 3,2 л/с, вблизи тектонических нарушений и контактов повышается до 4,7 л/с при понижении уровня на 10–28 м, в единичных случаях до 60 м; коэффициент фильтрации изменяется от 0,04 до 0,5 м/сут, редко до 1,16 м/сут. Водообильность неравномерная, зависит от характера трещиноватости, литологического состава пород, тектонической нарушенности и положения в рельефе. Наименьшая водообильность – в порфировых вулканитах основного состава, повышенная – в кремнистых породах, существенно повышенная в зонах тектонических нарушений – местах локализации подземных вод. При равномерной трещиноватости отмечается равномерная водообильность. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые, в отдельных участках гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые с минерализацией от 0,3 до 1,0 г/дм³. Воды зоны имеют практическое значение для водоснабжения небольших населенных пунктах, особенно в западной части исследуемой площади.

6. *Водоносная кембрийско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости, преимущественно терригенных, туфогенно-терригенных пород (С–С₁)* имеет ограниченное распространение в небольших наложенных линейно-протяженных синклиналих структурах в крайней западной и восточной частях площади. Представлена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевритами, конгломератами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфами, сланцами кремнистыми, известково-глинистыми, глинистыми филлитизированными, прослоями известняков; метапесчаниками, метаконгломератами, метаалевролитами, метасланцами. Подземные воды трещинные, преимущественно безнапорные, в отдельных участках с местным напором от 8 до 38 м. Мощность зоны трещиноватости до 60 м. В зависимости от положения в рельефе глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 0,5 до 12,5 м. Водообильность неравномерная в плане и разрезе, в целом невысокая, некоторое увеличение устанавливается вблизи тектонических и стратиграфических контактов. Статический уровень от 0,5 до 17 м, дебит по скважинам составляет 1,0–2,5 л/с, в отдельных случаях – до 10,2 л/с при понижении 16,25–23,0 и 7,4 м, коэффициент фильтрации 0,13–1,3 м/сут. Питание подземных вод происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, частично за счет притока из контактирующих комплексов пород. Естественных выходов не установлено, что свидетельствует о том, что вероятной областью разгрузки являются аллювиальные отложения рек Увелька, Кабанка, Уй. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные, в отдельных локальных участках с примесью сульфат-иона кальциево-магниевого, с минерализацией до 1,0 г/дм³. Подземные воды рекомендуются для водоснабжения населенных пунктов с потребностью до 3 л/с.

7. *Водоносная нижнерифейско–среднекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно карбонатных пород (RF₁–С₂)* объединяет серию крупных массивов изометрической формы и линейно-протяженных субмеридиональных тел, обычно располагающихся на границах крупных структур, либо на контактах различных по литологическому составу пород. Водовмещающими породами являются известняки, участками брекчированные и доломитизированные, мраморизованные известняки и мраморы, обычно интенсивно закарстованные; прослои карбонатных пород, алевролитов, сланцев. Породам зоны обычно отвечают пониженные участки рельефа, с их простиранием нередко совпадают эрозивно-структурные депрессии и древние долины. Эффективная трещиноватость и закарстованность (мощность их от 30–65 до 130–150 л/с) играют большую роль в формировании подземных вод – обеспечивают их проводимость, хорошую циркуляцию, обуславливают водообильность. Основные параметры водоносной зоны зависят также от гипсометрического положения, водовмещающих пород, их дислоцированности и характера контактов с прилегающими породами. Массивы известняков в пределах площади образуют несколько протяженных зон.

В северо-западной части площади, в районе пос. Маслово, на границе двух крупных структур Южного Урала установлена полоса известняков северо-западного простирания, к которой приурочена мезозойская депрессия, борта которой интенсивно тектонизированы и закарстованы до глубины 75–175 м, а экзогенная и эндогенная трещиноватость обеспечивают хорошую циркуляцию трещинно-карстовых подземных вод. Ширина депрессии 0,5 км, она сопровождается своеобразным восточным притоком от д. Верхнеуслемово. Воды безнапорные, залегают на глубине 1,2–3,0 м. Ввиду слабой расчлененности и пониженной местности естественных выходов вод не установлено. Дебит в колодце поселка 1,3 л/с при понижении на 0,85 м. Дебит скважины, пробуренной вблизи контакта известняков с прилегающими кремнистыми сланцами составил 10 л/с при понижении на 6,6 м, при этом на глубине 40–50 м установлено интенсивное

водопоглощение, а на глубине 60–70 м интенсивная водоотдача. По химическому составу воды пресные с минерализацией 0,5–0,8 г/дм³. Хорошее качество вод, значительная водообильность позволяют рассматривать водоносный горизонт данного участка в числе перспективных для водоснабжения с потребностью 5–7 л/с.

Южнее, в районе поселков Аминево и Кидыш на границе указанных выше структур, протягивается узкая меридиональная полоса известняков, к которой приурочена мезозойская эрозионно-структурная депрессия, ограниченная с запада тектоническим нарушением, обусловившим интенсивную трещиноватость и закарстованность известняков. Для водоснабжения указанных поселков пробурено значительное количество скважин, самые водообильные из которых пройдены в контакте известняков с кремнистыми сланцами. Дебиты этих скважин составляют до 7 л/с при понижении на 3,0 м. Воды безнапорные, пресные, гидрокарбонатные. В отдельных скважинах, пройденных в монолитных известняках центральной части полосы, дебиты составляли до 1 л/с при понижении до 22 м.

Еще южнее, в районе пос. Петропавловский, продолжается указанная полоса известняков интенсивно трещиноватых, закарстованных и в значительной степени обводненных. В отличие от предыдущих участков, на данном известняки перекрыты бокситоносными меловыми отложениями, выше которых залегают песчано-глинистые миоцен–плиоценовые отложения мощностью до 24 м, создающие местный напорный характер водоносного горизонта. Ширина депрессии и наложенной миоценовой палеодолины до 1 км. Статический уровень воды находится на глубине 7,5 м. Дебиты скважин варьируют от 3,0 до 8,0 л/с при понижении на 1–5 м, средний коэффициент водопроницаемости составляет 345 м²/сут. Несмотря на небольшую мощность массива и зоны интенсивной трещиноватости, полученные результаты дают возможность организации водозабора подземных вод для централизованного водоснабжения поселка. Воды пресные, гидрокарбонатные, кальциево-магниевого.

В центральной части площади, в западном, южном и восточном обрамлении Варламовского и северо-западном обрамлении Борисовского гранитоидных массивов установлена узкая протяженная полоса мраморизованных известняков и мраморов, к которым приурочена Кочкарская-I V-образная эрозионно-структурная депрессия, унаследованная миоценовой палеодолиной. Депрессия развивается по карбонатным породам. Ее поверхность сnivelирована, превышение бортов над осевой частью не превышает 40 м. Днище депрессии неровное, осложнено карстовыми воронками и выступами слабо выветрелых пород. Бортовые части депрессии осложнены тектоническими нарушениями, обусловившими интенсивную трещиноватость и закарстованность известняков. Унаследовавшие депрессию миоценовые палеодолины выполнены разновозрастными рыхлыми озерно-аллювиальными, аллювиально-делювиальными, делювиально-пролювиальными отложениями мощностью 10–20 м, которые являются прекрасными коллекторами подземных вод. Депрессия имеет две ветви (рукава). Западная ветвь протягивается от пос. Светлый почти меридионально через пос. Михайловский к пос. Котлик и далее до северной границы площади. В 1992 году Кочкарской ГРП при проведении поисково-разведочных работ для обеспечения поселков Светлый и Радиомайка хозяйственно-питьевыми водами было открыто Светлинское месторождение подземных вод, разведенное на двух участках (южном и северном) с суммарными эксплуатационными запасами вод 1 850 м³/сут хорошего качества и 260 м³/сут дренажных вод для технического использования на Светлинском золоторудном месторождении. Принятые НТС Челябинской ГРЭ запасы не включены в балансовые запасы Челябинской области. В средней части западной полосы, в южном обрамлении Варламовского массива, известняки имеют площадное распространение и затем образуют правую (восточную) ветвь, протягиваясь к поселкам Демарино и Чукса. Мощность водоносных мраморов и мраморизованных известняков здесь составляет от 40 до 100 м, а совместно с древним аллювием они создают возможность накопления значительных статических запасов подземных вод. Воды преимущественно безнапорные, иногда с местным напором до 10 м. Глубина залегания уровня подземных вод от 1,8 до 15,6 м. Дебиты по скважинам варьируют от 3,0 до 8,5 л/с при понижении от 5,6 до 22 м, водопроницаемость от 60 до 200 м²/сут. По подземным водам на данном участке ВКЗ (21.08.1951 г.) утверждены запасы в количестве 1,4 тыс. м³/сут (16 л/с по С₁), которые используются для водоснабжения г. Пласт и пос. Кочкарь (водозабор Пластовский-II).

Юго-западнее указанного Демаринского участка в районе пос. Михайловский площадная зона мраморизованных известняков и мраморов шириной 1–3 км также интенсивно трещиноватая и закарстована. С перекрывающими известняки отложениями верхнемеловой мысовской и миоценовой наурзумской свитами связаны россыпи золота и пьезокварца. Проведенными гидрогеологическими разведочными работами Качкарской ГРП здесь выявлено Михайловское месторождение подземных вод с подсчитанными эксплуатационными запасами в количестве

4,2 м³/сут. В последующие годы месторождение было доразведано и используется для водоснабжения г. Пласт.

В юго-восточной части площади, от южной рамки листа в направлении г. Пласт через пос. Благодатка, установлена узкая протяженная полоса мраморов и мраморизованных известняков, залегающая среди гнейсосланцевой толщи в восточном экзоконтакте Санарского и юго-западном контакте Пластовского гранитоидного массива. В районе поселков Андрее-Юльевский и Ленинский мраморы имеют более широкое развитие (около 20 км²). К полосе развития карбонатных пород приурочена эрозионно-структурная депрессия (Кочкарская-II), борта которой осложнены тектоническими нарушениями, обусловившими интенсивную трещиноватость и закарстованность мраморов. В долине речки Каменка, вскрывшей борта депрессии, установлено два родника с дебитом 0,5 л/с. Проведенными Качкарской ГРП работами в районе пос. Андрее-Юльевский выявлено одноименное месторождение подземных вод, аналогичное по водовмещающему комплексу, морфологическим особенностям и водообильности Михайловскому и Демаринскому месторождениям. По вновь выявленному месторождению подсчитаны и приняты эксплуатационные запасы в количестве 6,65 тыс. м³/сут, эксплуатацию которого для водоснабжения г. Пласт рекомендовано начать только после прекращения работ по добыче золота в районе участка.

Южнее, в районе пос. Ленинский, в небольшой полосе, имеющей в западном контакте тектоническое нарушение, водовмещающими являются интенсивно трещиноватые и закарстованные мраморы, вскрытые овражно-балочной сетью р. Каменка, в которой установлены родники с дебитом от 0,001 до 0,4 л/с. Южнее пос. Ленинский водоносный горизонт вскрыт скважинами на глубине 18,8 м с дебитом до 4,8 л/с при понижении на 5,6 м с коэффициентом фильтрации (по опытным откачкам) 1,46 м/сут. Эксплуатационные запасы данных подземных вод невелики и могут использоваться для водоснабжения пунктов с небольшими потребностями.

В северо-восточной части площади, в районе пос. Коелга, вдоль сложной границы с Кочкарским антиклинорием, имеют широкое площадное развитие известняки, мраморизованные известняки и мраморы, слагающие западное крыло Сухарышского карбонатного массива, южное окончание которого устанавливается восточнее мраморов, в северо-восточном углу площади. Реликты депрессионных структур (северное окончание депрессии Кочкарская-I) сохранились в виде цепочек карстовых воронок, заполненных перемерзшими миоценовыми осадками, что вероятно связано с неотектоническими поднятиями и размывом палеодолин. Трещиноватость и закарстованность мраморов очень неравномерная. Западная краевая часть массива интенсивно трещиновата и закарстована. Она вскрыта скважиной для водоснабжения пос. Коелга на левом берегу р. Увелька с дебитом 9,0 л/с при понижении на 0,25 м. Восточнее среди трещиноватых мраморов есть участки монолитных (Коелгинское месторождение мраморов), в которых опытные скважины показали дебит 0,83 и 0,5 л/с при понижении соответственно на 10,9 и 21,6 м, коэффициент фильтрации составил 0,022 м/сут. Максимальные водопритоки в карьер месторождения глубиной на 15 м ниже уреза воды в реках Коелга и Увелька не превышали 15 л/с, в меженный период 2–3 л/с. Известняки северо-восточной части площади имеют небольшое развитие, неравномерную интенсивную трещиноватость и закарстованность, которая изменяется в широких пределах по площади и разрезу, опускаясь до глубины 130–150 м, определяя водообильность горизонта. Глубина уровня подземных вод в зависимости от направления движения потока и рельефа дневной поверхности изменяется от 33 до +0,05 м в долинах рек. Дебиты по скважинам варьируют от 0,81 до 9,8 л/с, в долинах рек Увелька–Сухарыш до 21,8–30 л/с, коэффициент фильтрации изменяется от 0,01 до 29,2 м/сут. Воды безнапорные. Ввиду небольшой площади распространения водовмещающих пород на исследуемой территории они не имеют практического значения.

В юго-восточной части площади, на небольшом участке в районе пос. Белоключевка развиты известняки, не имеющие гидрогеологических характеристик. На соседней с востока территории, где аналогичные известняки развиты широко (лист N-41-XIV) при гидрогеологической съемке были установлены родники с дебитом до 0,12 л/с и пробурена скважина в окремненных известняках с дебитом 0,87 л/с при понижении на 24,4 м, что указывает на слабую водообильность. Малая площадь известняков на исследуемом участке не способствует накоплению ресурсов подземных вод.

По химическому составу воды карбонатных пород пресные, гидрокарбонатные, кальциево-натриевые с минерализацией 0,4–0,8 г/дм³. Источником питания их развития являются атмосферные осадки, проникающие по трещинам, являющимися проводниками подземных вод. Эти воды являются одним из основных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий региона.

8. Водоносная нижнесилурийско–верхнепермская зона экзогенной трещиноватости интруз-

живных пород кислого, среднего и щелочного состава (S_1-P_2) широко развита на исследуемой площади, особенно в ее восточной части. Представлена крупными массивами и небольшими телами, группирующимися в протяженные пояса субмеридионального простирания, которые приурочены к антиклинорным структурам. Породы представлены гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами и диоритами, гранитогнейсами, граносиенитами, сиенитами и жильными разновидностями аналогичного состава. Из числа массивов выделяются наиболее крупные: Варламовский, Борисовский, Санарский, Коелгинский, Пластовский, Каменский, Чернореченский, Кособродский, Вандышевский, Уйский, Степнинский и др. Для всех массивов характерно развитие безнапорных трещинных вод, локализованных в зоне выветривания. Водовмещающими является зона дресвяно-щебенистых продуктов выветривания с глинистым заполнителем, мощность которой обычно не превышает 8–10 м и часто перекрытая глинистыми продуктами выветривания разной мощности, являющимися водоупором, препятствующим инфильтрации атмосферных осадков. Ниже водовмещающей пачки пород в гранитоидах развита экзогенная трещиноватость, обусловленная процессами выветривания на глубину до 50–60 м, а еще ниже – лишь отдельные трещины полуоткрытого типа и узкие зоны дробления, сопровождающиеся жилами гранитоидов, пегматитов, аплитов и кварца. В целом для гранитоидов района средняя мощность зоны трещиноватости принята равной 60 м. Для зоны характерно неглубокое залегание водного зеркала – от 1,0 до 13,7 м, о чем свидетельствует большое количество родников. В целом для гранитоидов района водообильность слабая. Расход родников 0,01–0,6 л/с, редко до 1,0 л/с и более. Фильтрационные свойства пород зоны также низкие. Коэффициент фильтрации по откачкам скважин изменяется от 0,1 до 1,7 м/сут (средний – 0,3 м/сут). Обводненность пород массивов неодинаковая и для наиболее изученных кратко охарактеризована ниже. Нумерация их дана в соответствии с тектонической схемой.

Варламовский массив (8), расположенный в северной части площади, самый крупный в регионе, имеет площадь 270 км², вытянут субмеридионально. Сложен биотитовыми гранитогнейсами, мусковитовыми гранитами, с жилами гранитов и пегматитов. Поверхность массива имеет высокое гипсометрическое положение, слабую расчлененность рельефа, что обусловило незначительное количество естественных выходов подземных вод на площади. При гидрогеологической съемке установлено три родника с расходом – 0,01; 0,1 и 0,4 л/с. Последний функционирует постоянно с незначительным отклонением в зимнее время. Для водоснабжения населенных пунктов в пределах массива пробурено большое количество скважин с дебитом 0,3–0,5 л/с при понижении уровня до 45 м. Краевая часть массива оказалась практически безводной. Одна из скважин, пройденная в пониженной части рельефа, дала дебит 1,2 л/с при понижении на 24,5 м. По проведенным работам массив отнесен к безводным. Ввиду слабой водообильности практическое значение данных подземных вод довольно ограничено.

Борисовский массив (16) расположен южнее. Площадь – 175 км². Сложен биотитовыми гранитогнейсами и двуслюдяными гранитами, нередко содержащими жилы микрогранитов и пегматитов. Поверхность массива довольно интенсивно пенепленизирована и только в районе пос. Борисовка значительно расчленена долиной и логами речки Каменки, что обусловило наличие здесь естественных выходов подземных вод – родников с расходом 0,2–0,3 л/с. Скважины на этом участке дают дебит 1,0–1,5 л/с при понижении до 28–38 м, коэффициент фильтрации составляет 0,059–0,8 м/сут. Для всего массива водообильность незначительная. Наибольшая устанавливается в пониженных участках рельефа, речных долинах и логах, а так же в контактах гранитов с вмещающими гнейсосланцевыми породами и ультрабазитами. В восточной краевой части массива, в районе пос. Борисовка, выделяется водоносная зона повышенной водообильности, обусловленная интенсивной трещиноватостью в зоне Кокоринского разлома, воды которой имеют практическое значение – используются для водоснабжения пос. Борисовка и ближайших населенных пунктов.

Санарский массив (20) расположен в южной части листа, вытянут в северо-западном направлении, площадь 230 км². Сложен преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами, с реликтовыми останцами гранитогнейсов. Гранитоиды в поверхностной зоне сильно трещиноватые, особенно густо трещиноватые в юго-западной части массива. Подземные воды залегают вблизи поверхности, на большей части массива в пониженных участках естественные источники образуют мочажины и заболоченности, которые дают начало ручьям – левым притокам р. Уй (Духонин лог, Бородинская, Первая, Калиновка и др.) В северной периферической части массива заболоченность значительно меньше, что вероятно, связано с питанием водоносного комплекса вмещающих гнейсов за счет гранитов. В целом водообильность пород массива незначительная – дебит родников не превышает 0,1 л/с, дебит скважин – до 1,0 л/с при значительных понижениях. Наряду со слабой водообильностью редко выделяются локальные участки с повышенной водообильностью. Пробуренная на одном из участков скважина дала дебит

4,8 л/с с понижением на 17,8 м, с основным водопритоком на глубине 22–48 м. Практическое значение подземных вод массива ограничено в связи с незначительными запасами.

Коелгинский массив (12) расположен в северо-восточной части площади, восточнее Варламовского массива, имеет меридиональное простирание, площадь 120 км². Сложен роговообманковыми гранодиоритами, биотитовыми плагиогранитами, кварцевыми диоритами, тоналитами. Поверхность массива пенеценизирована, при гидрогеологических исследованиях естественные источники (родники) не установлены, массив отнесен к слабодонным. В единичных случаях установлены зоны трещиноватости с повышенной водообильностью (дебит скважины составил 4,4 л/с с водопритоком на глубине 40–50 м).

Пластовский массив (15) расположен восточнее Борисовского в центральной части листа, имеет меридиональное простирание и площадь около 170 км². Сложен тоналитами, гранодиоритами, лейкоплагиогранитами, содержащими большое количество жильных пород разного состава и кварцевых жил. Массив является водоносным. Глубина залегания уровня вод различна в зависимости от трещиноватости, рельефа и литологического состава водовмещающих пород. Водообильность неравномерная. Дебит редких родников составляет 0,02 л/с, дебит скважин колеблется от 1,02 до 1,7 л/с при понижении на 15–20 м. Повышенная водообильность устанавливается в местах развития золоторудных и арсенопиритовых жил с повышенной трещиноватостью и кавернозностью (за счет выщелоченных сульфидов), являющихся основными путями циркуляции подземных вод. Это подтверждают водопритоки в шахты г. Пласт – максимальные весной (апрель–май) – время таяния снега, минимальные зимой (февраль–март). При вскрытии горными выработками тектонических нарушений приток резко возрастает, затем постепенно падает до постоянного уровня и постепенно прекращается. До создания Пластовского водозабора шахтные воды использовались в питьевых целях. В настоящее время эти воды не используются даже для технических целей ввиду повышенного содержания мышьяка (до 1,2 мг/л).

Чернореченский (25) и **Каменский** (26) массивы расположены на юге исследуемой территории, площадь их соответственно 43,0 и 30 км². Сложены гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами, вскрытыми долиной и логами р. Уй. При гидрогеологической съемке в пределах массивов установлены родники с дебитом от 0,3 до 0,6 л/с. Для массивов установлена слабая водообильность, наряду с которой выделены локальные участки с повышенной водообильностью в трещинной зоне на контакте гранитоидов Чернореченского массива с вмещающими роговиками (скважина с дебитом 6,3 л/с с понижением на 14,2 м) и на контакте гранитоидов Каменского массива с хлорит-амфиболовыми сланцами (скважина с дебитом 5,0 л/с с понижением на 10 м), воды которых используются для водоснабжения поселков Черноречье, Каменка, Подгорный.

Уйский массив (13) расположен у западной рамки листа, на исследуемую площадь входит лишь частично (12 км²). Сложен биотитовыми гранитами и лейкогранитами. Массив слабо расчленен и не имеет естественных выходов подземных вод. В массиве пробурено большое количество скважин, имеющих слабую водообильность при понижении уровня до 34 м. Лишь отдельные скважины имели дебит от 0,5 до 2,0 л/с. Воды массива используют для водоснабжения с. Уйское.

Вандешевский массив (17) расположен южнее предыдущего у западной рамки листа. Имеет эллипсовидную форму, площадь около 63 км². Сложен гранодиоритами и биотитовыми гранитами. Для него характерно высокое гипсометрическое положение, хорошая обнаженность, слабая расчлененность рельефа. При гидрогеологической съемке установлено три родника с дебитом 0,1; 0,2; 0,5 л/с, дебит по скважинам не превышает 0,5 л/с при понижении на 20,3 м. Водообильность массива отнесена к слабой.

Степнинский массив (24) расположен в южной части площади. Имеет эллипсовидную форму и площадь около 180 км². Характерно концентрически-зональное строение массива, обусловленное полукольцевой и дугообразной формой тел монзонитов, сиенодиоритов, сиенитов, граносиенитов, биотитовых гранитов и лейкогранитов. Глубина залегания уровня подземных вод в зависимости от гипсометрического положения изменяется от 0,2 до 13,5 м. Мощность зоны трещиноватости до 60 м. Воды трещинные безнапорные. Водообильность неравномерная по площади, зависит от степени трещиноватости, ее характера и литологического состава водовмещающих пород. Дебит родников изменяется от 0,05 до 0,3 л/с. В районе пос. Степной пробурено большое количество скважин для водоснабжения, дебит по которым составил от 0,3 до 3,0 л/с при понижении от 7 до 43,6 м. В зоне трещиноватости сиенодиоритов в центре массива основной водоприток находился на глубине 38–48 м. Наибольшая водообильность установлена в краевой части массива, где дебит по скважинам составил 5–9 л/с при понижении уровня до 13 м. Подземные воды массива используются для водоснабжения пос. Степное и

близлежащих населенных пунктов.

Анализ фактического материала по описанным выше массивам показал в целом слабую их водообильность, повышенную локально в зонах контактов, дренажа, тектонически ослабленных зонах и краевых частях массивов. Питание водоносной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

По химическому составу воды данного подразделения преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 1 г/дм³. В южной части Борисовского и северной части Санарского массивов преобладают гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниевые кальциевые, а в Пластовском и Портнягинском массивах – гидрокарбонатно-хлоридные натриево-магниевые воды, что объясняется выположенностью рельефа. В восточной части площади, где развиты довольно мощные глинистые коры выветривания, создается затрудненный водообмен, с чем связан рост минерализации до 1,5 г/дм³. Использование подземных вод данного подразделения для централизованного водоснабжения ограничено ввиду незначительности естественных ресурсов.

9. *Водоносная нижнепротерозойско–нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости основных и ультраосновных пород (PR₁–C₁)* имеет ограниченное площадное развитие в западной, центральной и восточной частях исследуемой площади. Связана с массивами, пластовыми, дайко- и жильобразными телами различной мощности и протяженности, ориентированными в субмеридиональном, реже в широтном направлении, согласно с простираем основными геологическими структурами, зонами контактов и региональными глубинными разломами. Представлена серпентинитами аподунитовыми, апоперидотитовыми, апогарцбургитовыми, тальккарбонатными, тальк-тремолитовыми породами, телами габбро, метагаббро. Трещиноватость пород в зонах физико-химического выветривания подновляется блоковыми подвижками вдоль глубинных разломов и сопровождается зонами дробления. Средняя мощность трещинных зон ультрабазитов составляет 50–60 м. Подземные воды локализуются в щебенистой коре выветривания, в приконтактово-ослабленных зонах и зонах дробления глубинных разломов. Наиболее значительная обводненность устанавливается в краевых частях массивов и тел, наиболее сильно перемятых, расланцованных и раздробленных. Воды трещинные безнапорные. Глубина залегания уровня в зависимости от морфологических особенностей рельефа изменяется от 0 до 17 м. Водообильность зоны разная. Расход родников от 0,01 до 0,5 л/с, дебит скважин изменяется от 0,01 до 2,0 л/с, коэффициент фильтрации 0,24–0,32 м/сут. В зонах контактов с вмещающими породами, краевых частях массивов, зонах тектонических нарушений расход родников достигает 5,0 л/с, дебит скважин увеличивается до 11,0 л/с, коэффициент фильтрации до 1,5 м/сут. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подпитки водами контактирующих водоносных горизонтов и комплексов. По химическому составу воды зоны гидрокарбонатные, иногда с примесью сульфат-иона, магниевые-кальциевые, либо натриево-кальциевые с минерализацией до 1,0 г/дм³. Воды могут использоваться для водоснабжения небольших населенных пунктов с потребностью до 1,0–1,5 л/с. Из-за малой площади распространения и ограниченности ресурсов для централизованного водоснабжения зона не представляет интереса. Исключением является массив серпентинитов, расположенный в бассейне р. Кабанка, вблизи с. Кочкарь, который является одним из главных источников водоснабжения г. Пласта, составляющих 20 л/с.

10. *Водоносная среднерифейско–вендская зона экзогенной трещиноватости метаморфических пород (RF₂–V)* имеет ограниченное развитие в крайней западной и центральной частях площади листа, залегая в ядрах купольных структур и в обрамлении крупных гранитоидных массивов (Варламовского, Борисовского, Санарского). Представлена – гнейсами биотитовыми, амфиболовыми, гранатовыми, плагиогнейсами, инъекционными гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами, амфиболитами, слюдястыми сланцами, метапесчаниками, металевролитами. Экзогенная трещиноватость устанавливается глубиной до 55–60 м, ниже слабая. Трещины преимущественно закрытые, полузакрытые, выполнены частично кальцитом и кварцем. Интенсивная трещиноватость развита локально. Центральная часть площади, отвечающая Кочкарскому антиклинорию, выполненному гранитоидными интрузиями, отличается высокой сопротивляемостью денудации, что обусловило незначительную нарушенность метаморфических пород в верхней части разреза. Глубина залегания уровня подземных вод от 1,0 до 10,5 м. Воды трещинные, безнапорные. Естественные выходы вод редки в связи со слабой расчлененностью рельефа и слабой (незначительной) водообильностью. Дебит родников 0,01–0,2 л/с, дебит колодцев до 0,5 л/с, дебит скважин составляет 0,1–0,6 л/с при понижении до 23 м, коэффициент фильтрации равен 0,91 м/сут. Наибольшей водообильностью обладают зоны тектонических нарушений и контактов с жильными гранитоидами, особенно с серпентинитами, в которых устанавливается открытая интенсивная трещиноватость на глубине 30–50 м, значительно влия-

ющая на водообильность. Расход родников в таких зонах увеличивается до 0,5–0,7 л/с, в отдельных участках до 7 л/с, дебит скважин возрастает до 1,49–4,4 л/с при понижении на 18,5–23,3 м, коэффициент фильтрации – до 0,35 м/сут. По химическому составу подземные воды гнейсовых пород интенсивно метаморфизованных, гидрокарбонатные кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, минерализация вод 0,4–0,7 г/дм³. Подземные воды используются для водоснабжения пос. Белово. Ввиду слабой водообильности практическое значение имеют только локальные зоны повышенной водообильности в пределах данного подразделения.

Для водоснабжения населенных пунктов и предприятий исследуемой территории используются поверхностные и подземные воды, каптирующиеся родниками, колодцами, одиночными и групповыми скважинами, водозаборами. Прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод на территории листа оценены в количестве 142,78 тыс. м³/сут.

Суммарные разведанные эксплуатационные запасы питьевого качества на 2010 год здесь составляли 33,78 тыс. м³/сут. Причем из трех месторождений эксплуатируется только два – Пластовское и Михайловское с суммарным водозабором 3,28 тыс. м³/сут. Месторождение Андреевское не освоено. Кроме месторождений водозабор подземных вод для хозяйственно-питьевых нужд осуществляется различными водопользователями из одиночных скважин и мелких (2–3 скважины) групповых водозаборов. Всего по данным территориального центра государственного мониторинга состояния недр (ТЦ ГМСН) ОАО «Челябинскгеосъемка» в эксплуатации на территории исследуемой площади находится 50 скважин, суммарный водозабор из которых составляет 3,8256 тыс. м³/сут.

Приведенные данные свидетельствуют о вполне реальной возможности организации хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и поселков в пределах изученной площади за счет подземных вод.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Характерной особенностью описываемой площади, определяющей эколого-геологическую обстановку, является повышенная радиоактивность значительной части слагающих ее комплексов и наличие многочисленных, отработанных старателями и разрабатываемых, золоторудных россыпей.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Территория листа расположена преимущественно в лесостепной природной зоне.

На западе – это лесостепь предгорий, на востоке – южная лесостепь. Растительность: березовые и осиновые западносибирские леса (колкочные), сосновые остепненные леса лесостепи (Степное), сельскохозяйственные земли на месте луговых степей, остепненных лугов и дерновинно-злаковых степей. Юго-западный угол, южнее р. Уй – относится к степной зоне, подзоне ковыльно-разнотравных, с островными борами, (северных) степей. Почва – черноземы выщелоченные и оподзоленные, серые лесные, на юге – черноземы обыкновенные. Поглощительная способность почв – средняя, водный режим – периодически непромывной. Обстановка водной миграции элементов переходная от кислой к нейтральной. Скорость разложения органического вещества повышенная. Потенциал самоочищения от минеральных и органических загрязняющих веществ – средний.

Согласно схеме геоморфологического районирования Урала описываемая территория расположена в переходной зоне Уральского складчатого сооружения с равниной Зауралья и делится на пенеппен, приподнятый и отпрепарированный пенеппен Южного Урала. Морфологически это холмисто-увалистое междуречье, слабо наклоненное на восток, с абсолютными отметками 200–540 м. Водораздельные пространства, как правило, покрыты корой выветривания. Спорадически встречаются континентальные отложения мела, палеогена и неогена. Тектоническая подвижность различных участков зоны пенеппена была неодинакова по интенсивности. Для пенеппена и отпрепарированного пенеппена суммарный эффект неотектонических движений составляет –200 м, для приподнятого пенеппена Южного Урала –250 м.

С учетом природных зон в денудационной экзодинамической группе выделено 5 типов ландшафтов: 1 – предгорная лесостепная зона пенеппена Южного Урала; 2 – южная лесостепная зона пенеппена Южного Урала; 3 – предгорная лесостепная зона приподнятого пенеппена Южного Урала; 4 – степная зона приподнятого пенеппена Южного Урала; 5 – южная лесостепная зона отпрепарированного пенеппена Южного Урала.

Природные ландшафты дополнены интразональными ландшафтами гидроморфного ряда, на формирование которых влияют грунтовые и поверхностные воды. Группа транспортировки – речной тип ландшафта. Группа аккумуляции – аллювиальные, озерно-болотные и техногенные типы ландшафтов.

Подробная характеристика ландшафтов приведена в легенде.

По устойчивости к физико-механическим воздействиям все типы ландшафтов делятся на 2 категории: 1 – геодинамически устойчивые (прочные нерастворимые породы с поверхностью, закрепленной растительностью, и вероятностью ЭПП менее 5 %) и 2 – средней устойчивости (ландшафты речные, на карбонатных породах, распаханые луговые, с вероятностью ЭПП более 5 %).

К устойчивым к загрязнению природным комплексам (а) отнесены ландшафты денудационной экзодинамической группы с низкой сорбционной способностью (скальные породы), покрытые лесами. К средней по геохимической устойчивости (б) отнесены аккумулятивно-денудационные агроландшафты. Аккумулятивные ландшафты геохимически малоустойчивы (в).

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Степень эколого-геологической опасности определяется интенсивностью и масштабом проявления неблагоприятных **экзогенных геологических процессов** (ЭГП) и техногенного воздействия.

На изученной площади выявлены следующие (вялотекущие) ЭГП: карст активный и отмерший, заболачивание, эрозия, уступы речных террас, овраги.

Карст охватывает 7 % площади листа. В северной половине выделено два участка развития активного карста: Кумляжский (16×7,4 км) и Увельский (49×21 км). Карстовые воронки диаметром 5–25 м, глубиной 1–20 м. Участки древнего (отмершего) карста (Демаринский, Уйский и т. п.) прослеживаются узкими (до 1 км) субмеридиональными полосами на водораздельных участках, выражены понижениями в рельефе, диаметром 20–50 м, глубиной до 1,5 м, поросшими растительностью или заболоченные.

Болота на описываемой территории занимают не более 8 % площади. Представлены небольшими участками заболачивания на поймах и низких надпойменных террасах водотоков, понижениях в рельефе.

Процессы *ветровой эрозии* наблюдаются на 15 % площади, на распаханых склонах бортов ложков и рек. Наиболее широко они развиты на отпрепарированном пенеплене и в западной части листа.

Уступы речных террас (высотой 2–6 м) встречены по рекам Уй, Увелька и их притоках, связаны с выходами интрузивных массивов.

Овраги распространены у северной рамки листа, в бортах речных долин, пересекающих вулканогенно-осадочные породы девона и в обрамлении варламовского массива. Изрезаны долины восточнее линии Пласт–Кособродка и в районе пос. Уйское и Кидыш.

Природные аномалии тяжелых металлов, связаны с геохимической специализацией пород и проявлениями полезных ископаемых. На схему вынесены аномальные зоны высокотоксичных элементов в коренных породах, концентрация которых превышает 8–32 ПДК. Степень влияния их на окружающую среду не изучена.

Характерной особенностью описываемой площади является высокая *природная радиоактивность пород*.

Здесь выделены две эколого-радиохимические зоны с максимально высоким радоновым потенциалом: Вишневогорско-Ильменогорская – западнее линии Кидыш–Большаково и Челябинско-Джабыкская – центральная и восточная части листа [82].

В пределах последнего развиты комплексы (граниты, гранитоиды, сиениты, кислые вулканиды) со средним содержанием урана 7,5 г/т, юг Санарского и Степнинский массивы, севернее – 4,3 г/т, Пластовский массив – 3 г/т. Концентрация радона в почвенном воздухе – до 1 500 кБк/м³ (Попово, Линевка), в воде – до 4 000 э (Борисовка).

Техногенные объекты, нарушающие и загрязняющие природу: карьеры, шахты, участки отработки россыпей, отвалы, фабрики, животноводческие комплексы, склады ГСМ, газопроводы, автомобильные дороги, геохимические техногенные аномалии загрязняющих веществ.

Из большого количества *карьеров*, многие из которых экологически неблагоприятные (несанкционированные свалки), на карту вынесены лишь действующие, места открытой разработки месторождений. Им сопутствуют отвалы и, нередко, отстойники. Основные действующие шахты находятся в пределах г. Пласт. Добыча благородного металла ведется с низких (700 и 712 м) горизонтов. На обогатительных фабриках района производят обогащенный каолин, щебень и асфальт. Деятельность наиболее вредного предприятия «Обжиговый завод» остановлена в 2007 г. На его территории остался полиметаллический сульфидный мышьякосодержащий концентрат, продукты его обжига. Условия хранения этих веществ не соответствуют требованиям безопасности.

Животноводческие комплексы сопровождаются навозохранилищами и отстойниками жидких отходов, часто загрязняющими органическими веществами поверхностные и подземные воды. Техногенные аномалии соединений азота и фосфора в подземных водах и верховодке напрямую связаны с поселками и сельскохозяйственными предприятиями.

Сеть асфальтовых и грунтовых дорог, подземные газопроводы, коммуникационные кабели связи и электричества нарушают режим поверхностных и подземных вод, загрязняют атмосферу, почву и воду.

Сельское хозяйство имеет преимущественно зерновой уклон, в меньшей степени животноводческий и в незначительной степени – плодоовощной. Из-за резкого снижения применения гербицидов, применения запрещенных, пришедших в негодность пестицидов и других ядохимикатов, нарушения агротехнической обработки почв происходит ухудшение качества сельхо-

зугодий. Это выражается процессами закисления, засоления, загрязнения почв тяжелыми металлами, снижения содержания гумуса, обескальцивания, заболачивания.

Подземные воды описываемого региона входят в состав Восточно-Уральского гидрогеологического массива Уральской сложной гидрогеологической складчатой области. Формируются, в основном, в верхней зоне максимальной трещиноватости пород, что обусловлено наличием трещин выветривания, тектонических разломов и карстовых пустот. Глубина залегания подземных вод 2–150 м. Состав смешанный катионно-анионный, минерализация 0,1–1,0 г/л, очень редко – до 3,0 г/л. Разгрузка происходит по долинам рек, подножьям склонов. По руслам рек подземные воды не защищены от загрязнения. В долинах водотоков постоянных и временных, подножьям склонов – воды слабо защищены от загрязнения. Мощность зоны аэрации здесь не превышает 5 м. В пределах водораздельных пространств, где мощность зоны аэрации 2–10 м, подземные воды локально защищены от загрязнения. В юго-западном углу планшета (зоне степей) мощность зоны аэрации достигает 20 м. Здесь подземные воды относительно защищены от загрязнения. Для водоснабжения населения на 90 % используется подземная вода. Вблизи гранитных массивов зафиксирована повышенная радиоактивность подземных вод. На юге (пос. Стрелецк, Черноречье и Целинный) отмечается повышенная жесткость воды. Вода отдельных водозаборов требует специальных способов подготовки для использования в хозяйственно-питьевых целях. В крупных сельскохозяйственных центрах происходит сброс в открытые водоемы сточных вод, загрязненных биогенными соединениями азота и фосфора, объемом 2–10 млн м³ в год (с. Уйское) и 2–10 млн м³ в год (пос. Мирный, Кочкарь). В г. Пласт ежегодно сбрасывается в открытые водоемы и водотоки около 10 млн м³ – шахтных вод и до 35 млн м³ промышленных вод, загрязненных токсичными металлами и компонентами, нефтепродуктами, фенолами, цианидами, биогенными соединениями азота и фосфора.

При оценке эколого-геологической опасности территории учитывались геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафтов, экзогенные и эндогенные неблагоприятные процессы и техногенная нагрузка.

Северо-восточная часть площади с г. Пласт в центре (30 %), где сосредоточены добывающие (шахты, карьеры) и промышленные предприятия, пахотные земли подвержены эрозии, характеризуется напряженной экологической обстановкой.

К ней примыкает территория (20 %) с удовлетворительной оценкой экологической обстановки. Здесь находятся крупные добывающие карьеры с отвалами, отстойниками, технологическим дорогами, техногенные ландшафты (отработанные россыпи).

Западная половина листа (50 %) находится в благоприятных условиях. Экзогенные процессы и техногенная нагрузка проявлены незначительно.

В пределах описываемого листа расположено 2 государственных природных заказника: Варламовский биологический и Санарский комплексный. В 1990-е годы они пострадали от пожаров и несанкционированных вырубков, сократилась их площадь. Наряду с памятниками природы – Ларинским, Булатовским, Демаринским борами и Борисовскими сопками они улучшают экологическую обстановку региона, сохраняют естественную флору и фауну. Геологический разрез толщи углистых сланцев с фауной силурийских граптолитов у д. Булатово подвергается разрушению (на дорожный камень). В относительно хорошем состоянии – древние горные выработки и минералогические памятники.

Имеющиеся археологические памятники: городища и древние захоронения объединены в историко-культурные и природно-ландшафтные комплексы сел Степное и Черноречье. Отдельные курганные могильники и поселения эпохи бронзы и неолита встречены на реке Уй, у восточной рамки листа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили получить новые и переосмыслить ретроспективные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении изученной площади. Задачи предусмотренные Геологическим заданием выполнены полностью, кроме того решен ряд проблемных вопросов, что позволило создать современную геологическую основу листа N-41-XIII. Подготовленный комплект Гостеолкарты-200 существенно отличается от карт предшественников. Основные результаты работ сводятся к следующему:

- по результатам изотопно-геохронологических исследований уточнен возраст докембрийских еремкинской и самарской толщ, причем последняя ранее не картировалась в пределах Пластовской площади. Диапазон их формирования сужен до нижнего и верхнего венда соответственно, ранее они относились к нижнему протерозою;

- впервые выделен верхневендский западнокавказский комплекс метагаббро-ультрамафитовый (в Легенде Южно-Уральской серии он отсутствует). Ранее он был условно выделен как нижнепротерозойский, а затем его образования были отнесены к ордовикскому чебаркульско-казбаевскому комплексу. В результате работ получены довольно жесткие датировки из цирконов ультрамафитов U-Pb методом (SHRIMP-II), которые дали возраст 545 млн лет (2 078 млн лет – возраст протолита);

- в пределах площади работ, впервые выделен еремкинский комплекс гнейсогранитов, сформированный на стадии байкальского орогенеза. Установлен состав комплекса, его геохимические характеристики и среднекембрийский возраст (цирконы, U-Pb метод, SHRIMP-II);

- впервые в регионе установлен возраст ультрамафитов куликовского и чебаркульско-казбаевского комплексов. Из габброидов и пироксенитов изотопными геохронологическими методами получен возраст, отвечающий среднему–верхнему ордовику;

- детально изучены образования булатовской толщи, в ее составе установлены карбонатные породы. Возраст толщи подтвержден находками фауны конодонтов и криноидей, уточнена ее металлогеническая специализация;

- установлен среднедевонский возраст (цирконы, U-Pb метод, SHRIMP-II) вулканогенной кособродской толщи;

- в пределах площади работ, впервые выделены арсинская и сухтелинская толщи, возраст которых определен находками фауны конодонтов;

- уточнен средне-позднедевонский возраст (Sm-Nd метод) вулканитов копаловской толщи;

- ранее, в пределах площади доизучения (и более нигде на Южном Урале!) предшественниками были выделены рифей–вендские толщи: благодатская, кучинская, светлинская, александровская, кукушкинская, которые были представлены в стратиграфической схеме, утвержденной МСК и вошли в Легенду Уральской Серии. На основании многочисленных аналитических и фаунистических данных в результате проведения ГДП-200 Пластовской площади, авторы считают вышеуказанные толщи несуществующими. Образования благодатской и кучинской толщ соответствуют биргильдинской толще (найдена и определена многочисленная фауна нижнего карбона), светлинской толщи – краснокаменной толще, александровской толщи – булатовской и тугундинской толщам, кукушкинской толщи – тугундинской толще (определение радиологического возраста гранитоидов из галек в конгломератах);

- уточнены формационная принадлежность и металлогеническая специализация краснокаменной вулканоплутонической ассоциации;

- уточнены состав, формационная принадлежность и возраст интрузивных образований площади: гранитоидов пластовского, варшавского, кособродского и джабыкско-санарского комплексов;

- изучены фрагменты разрезов террасовых комплексов по рекам Уй, Санарка, Увелька;

- уточнены площади распространения мезозойско–кайнозойских отложений и их металлогеническая специализация;

– в результате ГДП-200 уточнены границы Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной, Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной молибденово-редкометалльно-золоторудной и Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенических зон. Выделен Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел;

– на перспективных площадях установлены геолого-промышленные характеристики прогнозируемых рудных объектов (Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел, Кидышско-Петропавловская золоторудная зона, Краснокаменский золото-железорудный узел), относящихся к числу впервые выявленных или переоцененных, где полученные в последние годы данные позволили уточнить параметры подсчета и изменить величину прогнозных ресурсов всего объекта или отдельных видов полезных ископаемых;

– дана оценка прогнозных ресурсов выделенных перспективных площадей по категории P_3 : триоксида вольфрама – 85 тыс. т, золота – 47 т. Рекомендации по постановке поисковых работ разработаны и оформлены в виде паспортов учета перспективных объектов.

Проблемным, несмотря на проведенные исследования, остается возраст краснокаменной вулканоплутонической ассоциации, так как убедительных датировок, полученных современными методами, для нее не существует (эта задача не была поставлена перед выполнением работ).

Требуется уточнения возраст вулканогенной раннекаменноугольной березиновской толщи. Ее возраст принят по сопоставлению с аналогичными образованиями соседних территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Беа Ф., Ферштатер Г. Б., Мнтеро П. и др. Концентрически зональный Степнинский монцодиорит-гранитный массив (Южный Урал): возраст и возможная модель формирования // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. X чтения памяти А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург, 2004. С. 320–323.
2. Белгородский Е. А., Моисеев А. В. Ордовикские гиаокластитовые брекчии долины р. Куросан (Южный Урал) // Уральский геологический журнал, 2002, № 5 (29). С. 3–16.
3. Белгородский Е. А., Моисеев А. В. Обломки ультрабазитов в стратифицированных толщах Южного Урала (геодинамические интерпретации) // Сб.: Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунаrodn. научн. конфер. XII чтения памяти А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 83–85.
4. Головин А. А. и др. Геолого-геохимические модели радиоранговых рудных объектов как основа составления прогнозно-геохимических карт на примере рудного Алтая // Разведка и охрана недр, 2012, № 2. С. 43–48.
5. Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–107.
6. Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). – Екатеринбург: Наука (Урал. отд.), 1992. 200 с.
7. Гурская Л. И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
8. Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Модель формирования структуры восточного склона Южного Урала на этапе общей коллизии // Сб.: Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы VII межрегиональной научно-практической конф. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 89–92.
9. Информационный бюллетень о состоянии окружающей среды Челябинской области в 2004 году. – Челябинск, 2005. 85 с.
10. Комлев Л. В., Львов Б. К., Данилевич С. И. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Кочкарского комплекса (Южный Урал) // Уч. записки ЛГУ, № 312, 1962.
11. Комплексный доклад о состоянии окружающей природной среды Челябинской области в 2001 году. – Челябинск, 2002. 175 с.
12. Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Шовные зоны – перспективные интегральные рудоносные структуры (на примере Урала) // Рудогенез. Сб. научн. статей (мат-лы междунаrodn. конф. 92-7 февраля 2008 г.). – Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 154–158.
13. Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения // Материалы по геол. и полез. ископ. Южного Урала, вып. 8, 1961.
14. Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). – Изд-во ЛГУ, 1965. 163 с.
15. Малахова Н. П., Бушляков И. Н. Органические остатки в метаморфических породах, вмещающих Варламовский массив (Южный Урал) // Ежегодник–1976. – Свердловск: ИГиГ, 1977. С. 21–22.
16. Мнтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г. Б. и др. Новые данные по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасту гранитоидов Среднего и Южного Урала, определенному по отдельным зернам циркона методом Кобера // Ежегодник–1998. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999.
17. Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999. 175 с.
18. Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал): Научное издание / Под ред. акад. РАН В. А. Коротеева. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. 216 с.
19. Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Рифтогенные офиолиты и сопряженная минерагения Кочкарского комплекса // Сб.: Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунаrodn. научн. конфер. XII чтения памяти А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 116–118.
20. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Ферштатера Г. Б. – Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
21. Поляков В. Л. Аспекты дренажных структур как критерий генезиса золотого оруденения в черносланцевых субстратах // Минеральное сырье Урала и его использование, 2010, № 2(27). С. 3–21.

22. Попов В. С., Ляпунов В. И., Богатов В. И. Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала // Геохимия, 1999, № 10.
23. Рапопорт М. С. Некоторые достижения и проблемы в изучении тектоники, эволюции и металлогении Урала // Геология и металлогения Урала. – Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 2000.
24. Савельев Д. Е., Сначев А. В. и др. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско–раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник, № 5. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006.
25. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А. Месторождения золота Урала. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. 570 с.
26. Сазонов В. Н., Попов Б. А., Григорьев Н. А. и др. Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали. – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 112 с.
27. Сначев А. В., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. – Уфа: ИГУНЦ РАН, 2006. 176 с.
28. Сначев В. И., Демин Ю. И. и др. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989.
29. Сначев В. И., Шулькин Е. П. и др. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. – Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 179 с.
30. Стефановский В. В. Плиоцен и квартал Восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГУ-рОРАН, 2006. 223 с.
31. Тамплон К. Ф., Ляхович Э. М. Карта экологического состояния территориальных комплексов Челябинской области. – Екатеринбург: Изд-во АОЗТ УГСЭ, 1994.
32. Феритатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
33. Феритатер Г. Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001, № 1. С. 62–85.
34. Феритатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). – М.: Наука, 1975. 287 с.
35. Феритатер Г. Б., Краснобаев А. А. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование (отв. редактор Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов). Сб. научн. трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.
36. Феритатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородин Н. С. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. – М.: Наука, 1984. 264 с.
37. Феритатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Габброиды волковского типа на Южном Урале – Большаковский кольцевой интрузив // Ежегодник ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 1995.
38. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
39. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: МГУ, 1997.
40. Чесноков С. В. Проблема ильменогорских гнейсов. Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород // Тр. Ильменского государственного заповедника, вып. IX, т. 1. – Свердловск: УФАН СССР, 1971.
41. Юдович Я. Э. Черные сланцы в рудогенезе золота: ресурс или барьер? // Минеральное сырье Урала и его использование, 2009, № 6(25). С. 3–11.

Фондовая*

42. Ананьева Е. М., Калабурдина А. И., Рапопорт М. С. и др. Подготовка к изданию карт физических полей масштаба 1 : 200 000 как основы для прогнозирования месторождений железа и других полезных ископаемых. – Свердловск: ФГУ «ЧелТФГИ», 1985. 330 с.
43. Ануфриев Ю. Н., Крылова Г. Н. и др. Геология, генезис и оценка промышленных перспектив Светлинского месторождения пьезооптического кварца. Т. 1–2. – Александров, 1973.
44. Аулов Б. Н. Отчет о производстве геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 200 000 листа N-40-ХП (Златоуст). Объект № 562. – М., 2005. 445 с.
45. Бабкин В. В. Систематизация и обобщение геологической информации по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала в пределах Челябинской области. – Челябинск, 1995. 1055 с.
46. Бабкин В. В., Шалагинов Э. В. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ на площади планшетов N-40-84-Б, N-41-61-В, N-41-73-А, проведенных Сухтелинским геологосъемочным отрядом в Верхнеуральском и Уйском районах Челябинской области в 1966–1971 гг. Т. 1–6. – Челябинск, 1971.
47. Баженов Л. Г. Отчет о проведении комплексных поисково-картировочных работ на рудное золото на Благодатском участке в 1986–1990 гг. Т. 1–10. – Челябинск, 1990.
48. Баженов Л. Г. Отчет о результатах поисково-картировочных работ на рудное золото, проведенных Западной ГФП на Радиомайском участке в 1988–1991 гг. Т. 1–7. – Челябинск, 1992.

* Материалы, место хранения которых не указано, находятся в Челябинском филиале ФГУ «ТФГИ по УрФО».

49. Баранников А. Г. Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1964 г. (Миасский и Чебаркульский районы Челябинской области; листы N-40-36, 48, 60; N-41-25, 37, 49). Т. 1–4. – Свердловск, 1965.
50. Баранников А. Г. Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1965 г. (Пластовский и Брединский районы Челябинской обл.; листы N-41-50, 61, 62 и N-109, 110, 121, 122). Т. 1–3. – Свердловск, 1966.
51. Баранников А. Г. Отчет Миасского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1966–1967 гг. (листы N-41-61, 73, 74, 85, 86, 97, 98). Т. 1–4. – Свердловск, 1968.
52. Батанин А. И., Костарев В. П. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (листы N-41-50-В и Г – зап. пол. (Промежуточный отчет о работах Демаринского геологосъемочного отряда, проведенных в Увельском и Троицком районах Челябинской области в 1967–1968 гг.). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1969. 126 с.
53. Бебенина Т. С., Дедаев А. Г. и др. Отчет о поисках пьезокварца и горного хрусталя в пределах Воронинского участка Светлинского хрусталеносного поля за 1984–1986 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1986. 149 с.
54. Болтыров В. Б., Огородников В. Н. и др. Метаморфизм пород Светлинской хрусталеносной зоны (за 1969–1971 гг.). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1972. 158 с.
55. Бородаевский Н. И., Черемисин А. А. и др. Геолого-структурное изучение глубоких горизонтов Кочкарского рудного поля и его периферии с целью перспективной оценки и обоснования направления геолого-разведочных работ. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1975. 340 с.
56. Бородаевский Н. И., Черемисин А. А. и др. Обобщение новых данных по геологии Кочкарского рудного поля и его перспективная оценка. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1978. 196 с.
57. Ваганов В. И., Арифулов Ч. Х. Отчет по контракту № 36/99-0: Изучение алмазности территории Челябинской области. Т. 1–2. – М., 2000.
58. Ворожжев Е. С. Отчет о детальной разведке Ларинского месторождения жильного гранулированного и молочно-белого кварца за период с 1973 по 1983 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1980 г. Т. 1–12. – пос. Светлый, 1983.
59. Ворожева С. В. Отчет по результатам поисково-оценочных работ на Светлинском пегматитовом поле в 1981–1984 гг. Т. 1–2. – пос. Светлый, 1984.
60. Воронов С. Г. Оценка обеспеченности населения Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (второй этап). – Копейск, 2000. 198 с.
61. Воронов С. Г., Кислицына Т. А. Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XIII (Пласт), Челябинская область. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1971. 675 с.
62. Воронова Е. Н., Клименко В. А. Отчет о предварительной разведке подземных вод на перспективных участках Пластовской площади для водоснабжения г. Пласт Челябинской области, проведенной Челябинской гидрогеологической партией в 1977–1979 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1979. 315 с.
63. Гаврилов Н. Ф. Отчет о геолого-поисковых работах на золотые руды в Пластовском районе Челябинской области, проведенных Кочкарской ГРП в 1961 г. Т. 1–3. – Пласт, 1962.
64. Горобец В. М. Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных на Успенско-Осейской группе россыпей в районе г. Пласт Челябинской области в 1968–1969 гг. Т. 1–2. – Пласт, 1969.
65. Грознецкий Д. П. Зоинско-Ильинская россыпь (Отчет о детальной разведке за 1977 г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1978 г.). Т. 1–6. – Свердловск, 1977.
66. Гуляк И. Е. Отчет о поисковых работах на россыпное золото, проведенных на Чуксинской и Михайловско-Демаринской депрессиях в Троицком районе Челябинской области в 1964 г. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1964. 78 с.
67. Гуляк И. Е. Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных на Чуксинской депрессии в Увельском районе Челябинской области в 1964–1965 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1965.
68. Данные о загрязнении подземных вод на территории Челябинской области за 2008 год. – Челябинск, 2009. 48 с.
69. Добашина Ж. И. Отчет по детальным поискам и предварительной разведке мраморов на Южно-Коелинском участке, проведенным Южноуральской ГРП в Еткульском районе Челябинской области в 1976–1978 гг. Т. 1–3. – Челябинск, 1978.
70. Добашина Ж. И. Ревизионно-обследовательские работы на месторождениях строительных материалов Челябинской области по состоянию на 01.01.1993 г. Т. 1–4. – Челябинск, 1995.
71. Евстропов А. А. Геологический отчет партии № 4 о поисково-разведочных работах на пьезокварц в районе западных и южных экзоконтактов Кочкарской, Джабык-Карагайской и Суундукской интрузий за 1966 г. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1966. 381 с.
72. Егоров А. Н., Иванов О. И. и др. Отчет о результатах общих поисков медно-порфировых руд на Увельском участке, выполненных геолого-геохимическим отрядом поисково-съемочной партии в 1980–1983 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1983. 240 с.
73. Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф. Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геолого-структурных обстановках. – Москва–Екатеринбург, 2007. 254 с.
74. Жданов А. В. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 территории листа N-40-XVIII (Учалинская площадь) (Отчет по темам № 608 и 140). – СПб, 2003. 631 с.
75. Жданов А. В. Легенда Уральской серии листов госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). – СПб, 2010. 381 с.
76. Иванищев А. В. Отчет о результатах общих поисков рудного золота на Северо-Светлинском участке в районе г. Пласт Челябинской области, выполненных Кочкарской ГРП в 1982–1985 гг. Т. 1–9. – Челябинск, 1985.

77. *Иванищев А. В.* Составление прогнозной карты на рудное золото в масштабе 1 : 50 000 по Кочкарскому району (ближняя периферия Кочкарского рудного поля) в 1982–1986 гг. Т. 1–5. – Челябинск, 1986.
78. *Иванищев А. В., Сазонов В. Н., Савельева К. П. и др.* Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей, отработывавшихся в прошлые годы с целью оценки их перспектив и выделения объектов для вовлечения в промышленную отработку. – Екатеринбург–Челябинск, 2005. 494 с.
79. *Игумнов А. Н.* Отчет по разведке Борисовского месторождения кианита. Т. 1–5. – Свердловск, 1932.
80. *Иванов В. Ф., Батанин А. И. и др.* Отчет о работах Кочкарского геологосъемочного отряда в Увельском и Троицком районах Челябинской области в 1964–1966 гг. (планшеты N-41-62-А, В). Т. 1–5. – Челябинск, 1967.
81. *Иванушкин А. Г.* Отчет по поисковым работам на высокоглиноземистое огнеупорное сырье в Челябинской области, проведенным Южно-Уральской ГРП в 1986–1989 гг. Т. 1–6. – Челябинск, 1989.
82. *Илларионов В. Д.* Систематизация данных о естественной радиоактивности Челябинской области (отчет о результатах НИР за 1991–1993 гг.). – Екатеринбург: Фонды ОК Экологии и природопользования, 1993. 200 с.
83. *Кисин А. Ю.* Отчет о результатах детальных поисков на ограночный корунд в пределах Кучинской площади за 1982–1985 гг. Т. 1–3. – пос. Светлый, 1985.
84. *Костарев В. П.* Отчет о результатах геологосъемочных работ на площади планшетов N-41-50-А, N-41-50-В и N-41-50-Г–зап. пол., проведенных геологосъемочным отрядом в Пластовском, Чебаркульском и Уйском районах Челябинской области в 1967–1972 гг. Т. 1–7. – Челябинск, 1972.
85. *Котов В. Ф.* Отчет о поисково-ревизионных работах на редкие металлы, проведенных в 1967–1968 гг. на Санарском (южная часть), Ахуново-Карагайском и Султаевском гранитных массивах в Троицком, Уйском и Сосновском районах Челябинской области. Т. 1–3. – Челябинск, 1969.
86. *Кузнецов Г. П., Савельев В. П. и др.* Магматические породы мезокайнозойской активизации как возможные коренные источники алмазов на Южном Урале. Т. 1–2. – Челябинск, 2002.
87. *Кузнецов Н. С., Савельев В. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, лист N-41-VIII, серия южноуральская. Объяснительная записка. Т. 1–3. – Челябинск, 1999.
88. *Кужуй А. А.* Оценка перспектив промышленной алмазоносности на Санарской площади (Информационный отчет). Т. 1. – СПб, 2001.
89. *Кутюхин П. И.* Месторождения руд редких металлов в Кочкарском районе (Окончательный отчет о геолого-поисковых работах Кочкарской партии за 1936 г.). Т. 1. – Свердловск, 1937.
90. *Ланецкий А. П.* Отчет о тематических работах партии № 1 по теме: Систематизация геологических материалов геологоразведочных и эксплуатационных работ по Светлинскому месторождению пьезооптического кварца за 1938–1968 гг. Т. 1–6. – пос. Светлый, 1970.
91. *Лебедев П. Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на свинцовые руды, проведенных в Кочкарском районе Челябинской области в 1951–1954 гг. Т. 1–11. – Свердловск, 1955.
92. *Левит А. И.* Отчет Кособродского геологосъемочного отряда о результатах работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в Троицком районе Челябинской области в 1968–1970 гг. (Планшет N-41-62-Г). Т. 1–4. – Челябинск, 1971.
93. *Левит А. И., Иванов В. П. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения Кабанской площади (трапеция N-41-50-Г–вост. пол., N-41-51-В) в масштабе 1 : 50 000, проведенных в Увельском и Троицком районах Челябинской области в 1974–1977 гг. Т. 1–8. – Челябинск, 1977.
94. *Левит А. И., Левит Н. В., Малаева Л. А.* Районирование в масштабе 1 : 500 000 территории Челябинской области по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам. – Челябинск: ЧелГУ, спец. центр «Аркаим», 1994. 170 с.
95. *Левченко А. П.* Обобщение геолого-геофизических материалов по Миасскому и Челябинскому железорудным районам Челябинской области (1966–1968 гг.). Т. 1–4. – Челябинск, 1968.
96. *Ленных И. В.* Кочкарский гранитный комплекс и его редкометаллическая и оловянная минерализация (Итоги поисковых работ на олово 1939–1940 гг.). Т. 1–2. – Свердловск, 1944.
97. *Ленных И. В.* Геологическая карта Урала, листы N-41-81-Г и N-41-62-В (Отчет по геологической съемке в Кочкарском районе в 1944 г.). Т. 1–2. – Свердловск, 1945.
98. *Ленных И. В.* Бурые железняки – поселок Аминево (Уйский район на Южном Урале). Т. 1. – Свердловск, 1947.
99. *Локтина И. Н.* Предварительная оценка кор выветривания пегматит-аплитов Светлинского жильного поля на керамическое сырье (Отчет о поисковых работах Санарской партии за 1966–1968 гг.). Т. 1–2. – Челябинск, 1968.
100. *Лужьянова Л. И.* Составление структурно-формационной карты Южного Урала (Челябинская область) масштаба 1 : 500 000 с целью оценки территории на алмазы. Т. 1–1. – СПб, 2000.
101. *Львов Б. К., Морозов А. М. и др.* Изучение петрографии, минералогии и геохимии гранитоидов и метаморфических пород западной части Кочкарского ареала в связи с поисками полезных ископаемых (Отчет по научно-исследовательской работе по теме договора № 302). – Л.: ФГУ «ЧелТФГИ», 1989.
102. *Люличева В. Г.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на месторождении каолинов Журавлиный Лог в Кочкарском районе в 1951–1952 гг. Т. 1–3. – Свердловск, 1955.
103. *Мельникова О. Н.* Отчет о полевых работах Бирюковской поисковой партии за 1941 г. Т. 1–2. – Свердловск, 1942.
104. *Мецнер Э. И.* Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных на Ново-Троицком золото-мышьяковом месторождении в 1954–1959 гг. (Кочкарское рудное поле.) – ФГУ «ЧелТФГИ», 1962. 1623 с.

105. *Мецнер Э. И.* Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных на Андреево-Юльевском месторождении россыпного золота в Челябинской области в 1965–1966 гг. Т. 1–6. – Челябинск, 1966.
106. *Мецнер Э. И.* Отчет о детальной разведке Андреевской россыпи золота в районе г. Пласт Челябинской области в 1967 г. Т. 1–5. – Челябинск, 1967.
107. *Мецнер Э. И.* Отчет о детальной разведке, проведенной на Еленинской россыпи золота в районе г. Пласт Челябинской области в 1965–1968 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1968. 183 с.
108. *Мецнер Э. И.* Отчет о детальной разведке, проведенной на Каменно-Санарской россыпи золота в районе г. Пласт Челябинской области в 1965–1968 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1968. 155 с.
109. *Мецнер Э. И.* Отчет о предварительной разведке Светлинского месторождения россыпного золота в районе г. Пласт Челябинской области в 1968–1969 гг. Т. 1–4. – Пласт, 1969.
110. *Мецнер Э. И.* Отчет о детальных поисках рудного золота в пределах Уйско-Сухтелинского золоторудного района на Нижнеусцелемовском участке в Уйском районе Челябинской области, выполненный Полевской ГРП в 1977–1979 гг. Т. 1–3. – Челябинск, 1979.
111. *Мецнер Э. И.* Отчет о поисково-оценочных работах, выполненных на Поляновском участке в Кочкарском районе Челябинской области в 1976–1988 гг. Т. 1–3. – Пласт, 1988.
112. *Мецнер Э. И., Лобанов В. В. и др.* Отчет о предварительной разведке Светлинского золоторудного месторождения на Южном Урале, проведенной Кочкарской ГРП в 1981–1984 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1984. 335 с.
113. *Моисеев А. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XIII (новая серия). Пластовская площадь (Информационный отчет). – Челябинск: ФГУ «ЧелТФГИ», 2002. 359 с.
114. *Морозов А. А.* Отчет о поисково-разведочных работах на амфибол-асбест в Пластовском и Чебаркульском районах Челябинской области, проводимых в 1958–1959 гг. Т. 1–3. – Миасс, 1960.
115. *Мосейчук В. М.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV и N-40-XXX (новая серия). Магнитогорская площадь. – Челябинск, 2000. 1148 с.
116. *Муркин В. П., Муркина Р. Е. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кочкарской площади (Отчет о геологическом доизучении Кочкарской площади масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-41-50-A, B-62-A, 61-B – вост. пол. в пределах Чуксинской и Андреево-Юльевской рудоперспективных зон, проведенных Пластовским геологосъемочным отрядом Геолого-геофизической партии в 1982–1989 гг. Т. 1–16. – Челябинск, 1989.
117. *Назаров Ю. Л.* Отчет о поисково-оценочных работах на Мукашском участке Ларинского месторождения жильного кварца за 1982–1985 гг. Т. 1–2. – пос. Светлый, 1985.
118. *Новожилов Ю. И., Чернышева В. И.* «Геолого-структурное изучение и опыт составления сводной детальной геолого-структурной карты Кочкарского рудного поля в масштабе 1 : 10 000 (Отчет Кочкарского отряда). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1965. 307 с.
119. *Нояксова Л. Д.* Гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-XIII (Уровень условный). Объяснительная записка, 2002. 47 с.
120. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала / Под ред. А. П. Сигова, В. С. Шуба. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1981. 229 с.
121. *Олерский П. К.* Отчет о работе Биткуевской партии по поискам и разведкам вольфрамовых руд в юго-восточной части Кочкарского района в 1937 г. Т. 1–3. – Свердловск, 1938.
122. *Павленин Ю. Н., Плохих Н. А. и др.* Отчет о детальных поисках железных руд на площади Степнинско-Краснокаменской зоны в Чебаркульском, Уйском и Троицком районах Челябинской области, проведенных Миасской ГРП в 1978–1980 гг. Т. 1–4. – Челябинск, 1980.
123. *Пахтусов Г. П.* Отчет о результатах геофизических исследований, выполненных Миасской геофизической партией в Миасском, Чебаркульском и Колхозном районах Челябинской области в 1960 г. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1961. 214 с.
124. *Петров В. И.* Отчет о результатах работ по объекту и геологическая съемка, геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-VII (новая серия). Миасская площадь. – Челябинск, 2004. 709 с.
125. *Петруха Л. М.* Отчет о поисковых работах на Светлинском хрусталеносном поле за 1973–1974 гг. Т. 1–3. – пос. Светлый, 1974.
126. *Попова Т. А.* Систематизация и обобщение геохимической информации по Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию в пределах Челябинской области. – Челябинск, 1999. 121 с.
127. *Попова Т. А.* Систематизация геохимической информации в пределах северо-западной части Челябинской области (Информационный отчет). – Челябинск, 2002.
128. *Проценко А. П., Новиков В. В. и др.* Отчет о результатах геофизических работ масштаба 1 : 10 000 на железные руды на Краснокаменском участке в Чебаркульском и Уйском районах Челябинской области, выполненных Восточной геофизической партией в 1979–1980 гг. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1980. 191 с.
129. *Пужаков Б. А.* Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа N-41-Челябинск // В рамках объекта: Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов N-40, N-41, M-40, M-41, R-51, M-52, O-57, O-58. Т. 1–2. – Челябинск, 2010. 390 с.
130. *Пужаков Б. А., Шох В. Д. и др.* Отчет о результатах работ по объекту № 9-3/10: ГДП-200 листа N-41-XIII (Пластовская площадь). – ФГУ «ЧелТФГИ», 2012. 417 с.
131. *Пунегов Б. Н., Муркин В. П.* Составление сводных геофизических карт масштаба 1 : 50 000 и объяснительной записки к ним по Кочкарскому рудному району с целью определения направления дальнейших поисковых работ на золото. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1987. 212 с.
132. *Рахманов П. И.* Отчет Кособродской партии о поисково-разведочных работах на пьезокварц за 1953 г. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1954. 132 с.
133. *Савельева К. П., Кокорина Н. В. и др.* Изучение кор выветривания на Светлинском месторождении золота (Отчет Уральской поисковой партии за 1985–1986 гг.). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1986. 33 с.

134. *Савельева К. П., Хрытов В. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы (золото рудное). Т. 1–2. – Екатеринбург, 2002.
135. *Савинов В. И.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области (по состоянию на 01.01.1998 г.). Т. 1–6. – Челябинск, 1998.
136. *Сазонов В. Н., Григорьев Н. А. и др.* Геологическое строение, петрография, минералогия и оруденение Светлинской золотоносной площади (Южный Урал). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1985. 356 с.
137. *Семенов В. В., Ленных И. В.* Отчет о поисковых работах в районе поселков Аминево и Бирюковка Уйского района за 1940 г. Т. 1. – Свердловск, 1940.
138. *Серов Г. С., Пономаренко А. Т.* Справочник по месторождениям неметаллических полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области (по состоянию на 01.01.1966 г.). Т. 1–3. – Челябинск, 1967.
139. *Ситнов А. Д.* Отчет о результатах поисковых работ на золото-сульфидные и медные руды, проведенных на Санарском участке в Троицком районе Челябинской области в 1966–1968 гг. Т. 1–2. – Челябинск, 1968.
140. *Ситнов А. Д.* Отчет о поисковых работах на железные руды, проведенных на Степнинском и Радиомайском участках в Троицком районе Челябинской области в 1968–1970 гг. Т. 1–2. – Пласт, 1970.
141. *Ситнов А. Д.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных на Чуксинской и Михайловско-Демаринской депрессиях в Увельском районе Челябинской области в 1960–1970 гг. Т. 1–2. – Пласт, 1970.
142. *Смолин А. П.* Отчет о поисково-разведочных работах на месторождениях розовых топазов на Андреево-Юльевском участке Кочкарского района Челябинской области в 1949 г. Т. 1. – Свердловск, 1949.
143. *Сначев В. И.* Габбро-гипербазитовые комплексы Пластовской площади (лист N-41-ХП). – Уфа, 2011.
144. *Соков Е. В.* Геологический отчет о результатах детальных поисков рудного золота на Ново-Троицком участке в Челябинской области, проведенных Кочкарской ГРП в 1980–1984 гг. Т. 1–5. – Свердловск, 1984.
145. *Сотников П. М.* Отчет о предварительной разведке Коелгинского месторождения мрамора в Челябинской области (Площадь расположена к югу от действующего карьера). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1966. 55 с.
146. *Сусликов В. А., Шагина Р. Н. и др.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-41-61-Б, Г (Отчет Степнинского геологосъемочного отряда о результатах комплексных геологосъемочных работ за 1966–1969 гг.). Увельский и Троицкий районы Челябинской области. Т. 1–4. – Челябинск, 1969.
147. *Тевелев А. М., Кошелева И. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Южноуральская, лист N-41-XIX. Объяснительная записка. – ФГУ «ЧелТФГИ», 2000. 152 с.
148. *Трофимова В. А.* Прогнозные карты на золото по Кочкарскому и Полтаво-Брединскому районам Челябинской области масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Т. 1–4. – Челябинск, 1966.
149. *Турбанов В. Ф., Панков Ю. Д. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных работ на площади планшетов N-41-49-В, Г, N-41-61-А, проведенных Кумлякским ГСО в Уйском и Пластовском районах Челябинской области в 1970–1975 гг. Т. 1–7. – Челябинск, 1975.
150. *Турбанов В. Ф., Парашина Т. Н. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50000, листы N-41-49-А, Б (Отчет Булатовского геологосъемочного отряда о работах, проведенных в Чебаркульском и Уйском районах Челябинской области в 1967–1970 гг.). Т. 1–7. – Челябинск, 1970.
151. *Турбанов В. Ф., Парашина Т. Н. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 планшетов N-41-37-В, Г, N-41-49-А, Б, В, Г, N-41-61-А, проведенных Кундравинским ГСО в Чебаркульском, Уйском и Пластовском районах Челябинской области. Т. 1–4. – Челябинск, 1978.
152. *Уланова Н. И.* Мониторинг опасных экзогенных, эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды за 1999 год. – Челябинск, 2000. 144 с.
153. *Федосеев В. В. и др.* Светлинское золоторудное месторождение на Южном Урале (Отчет о детальной разведке, проведенной Кочкарской ГРП в 1985–1988 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.1988 г.). – Пласт, 1988.
154. *Федосеев В. В.* Отчет о поисках рудного золота, проведенных Кочкарской ГРП в 1984–1991 гг. в пределах Воронинского участка и на флангах Светлинского месторождения. Т. 1–8. – Челябинск, 1991.
155. *Федосеев В. В.* Отчет о поисках рудного золота на Санарском участке, проведенных Кочкарским ГПП в 1988–1994 гг. Т. 1–4. – Пласт, 1995.
156. *Федосеев В. В.* Информационный отчет о проведении комплексных поисково-картировочных работ на золотоносные коры выветривания на Поляновском участке в 1990–1998 гг. Т. 1–3. – Пласт, 1998.
157. *Фролова А. А.* Материалы детальной разведки торфяного месторождения Поползуха, расположенного в Чебаркульском районе Челябинской области. Т. 1–2. – Свердловск, 1965.
158. *Халымбаджа И. Р., Тарасов С. Е. и др.* Отчет по аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемке масштаба 1 : 10 000 на Увельско-Светлинской площади, выполненной в 1983–1986 гг. (Троицкий, Пластовский, Чебаркульский, Увельский, Чесменский, Еманжелинский районы Челябинской области). – ФГУ «ЧелТФГИ», 1986. 428 с.
159. *Цепелевич Т. Ю.* Отчет по государственному учету подземных вод и их использованию за 2008 год по Челябинской области. – Челябинск, 2009. 130 с.
160. *Цепелевич Т. Ю.* Аналитический обзор состояния недр территории Челябинской области за период 2005–2009 гг. Вып. 1. – Челябинск, 2010.
161. *Шагалов Г. А.* Отчет Новоураинского отряда № 5 о результатах поисковых работ на уран, проведенных в Кочкарском районе на Южном Урале и Среднем Зауралье в 1965 г. Т. 1–6. – Свердловск, 1966.

162. *Шагалов Г. А.* Геологическое строение и металлогения урана Кочкарского района на Южном Урале (Объяснительная записка к металлогенической карте по урану в масштабе 1 : 200 000 с обобщением результатов поисковых работ на уран за 1965–1966 гг.). Т. 1–6. – Свердловск, 1967.
163. *Шагина Р. Н., Кочетова В. Д. и др.* Отчет о результатах доизучения геологического строения Степнинского массива (трапеция N-41-61-Г, N-41-73-а, б), проведенных Степнинской геологосъемочной группой в 1975–1977 гг. Троицкий район Челябинской области. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1977. 434 с.
164. *Ширяева А. В.* Ведение государственного мониторинга экзогенных геологических процессов на территории Челябинской области на 2000–2002 гг. (Информационный отчет). 74 с.
165. *Шулькин Е. П.* Отчет о поисковых работах на редкие металлы, проведенных в Пластовском районе Челябинской области в 1958–1959 гг. Т. 1–4. – пос. Ново-Троицк, 1960.
166. *Шулькин Е. П.* Отчет о поисково-съемочных работах, проведенных Челябинской геологической экспедицией в Пластовском районе Челябинской области в 1960–1961 гг. Т. 1–4. – Челябинск, 1961.
167. *Шулькин Е. П.* Отчет Поляновского геологосъемочного отряда о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в Увельском и Троицком районах в 1965–1967 гг. (Планшеты N-41-62-Б и N-41-50-Г). Т. 1–4. – Челябинск, 1968.
168. *Шулькин Е. П.* Совершенствование и уточнение Южно-Уральской серийной легенды ГК-200 (Информационный отчет). – Челябинск, 2002. 350 с.
169. *Шулькин Е. П., Кузнецов Н. С. и др.* Отчет Увельского ГСО о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 листа N-41-50-Б и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 листов N-41-51-А, N-41-62-Б, Г, N-41-63-А-а, в, N-41-74-Б-а, б, проведенных в 1980–1986 гг. в Чебаркульском, Еткульском, Увельском и Троицком районах и территории г. Пласт Челябинской области. – ФГУ «ЧелТФГИ», 1986. 2473 с.
170. *Юрецкий В. Н., Гуляев Ю. А. и др.* Геологический отчет по теме Б.П.4/601.10: Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по восточному и западному склонам Южного Урала в пределах Челябинской области с целью определения направления поисковых работ на коренные источники алмазов за 1990–1995 гг. Т. 1–3. – Челябинск, 1995.
171. *Юриш В. В., Юриш З. А. и др.* Отчет о геологических результатах детальных поисков золото-полиметаллических месторождений на Зеленодольском участке в Увельском районе Челябинской области (1979–1980 гг.). Т. 1–6. – Челябинск, 1980.
172. *Юшков Ю. Н.* Информационный геологический отчет о поисково-картировочных работах в пределах Сухтелинской площади в 1991–1995 гг. Т. 1–2. – Екатеринбург, 1995.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-41-ХIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	2	Заураловская	Р	[148]	Отработана
I-1	12	Клавдиевская	Р	[148]	Отработана
I-1	14	Казанско-Богородицкая	Р	[148]	Отработана
I-1	15	Никольская	Р	[148]	Отработана
I-1	16	Седвинский прииск	Р	[148]	Отработана
I-1	17	Введенский прииск	Р	[148]	Отработана
I-1	18	Соколовская	Р	[148]	Отработана
I-1	19	Вознесенский прииск	Р	[148]	Отработана
I-2	7	Петропавловский прииск	Р	[148]	Отработана
I-3	7	Надеждинский прииск	Р	[148]	Отработана
I-3	19	Вознесенский прииск	Р	[148]	Отработана
I-4	24	Чуксинская	Р	[67]	Резервная
II-1	1	Зоинско-Ильинская	Р	[65]	Резервная
II-1	4	Уйский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	5	Рождественско-Богородицкий прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	7	Масловская	Р	[148]	Отработана
II-1	8	Александровский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	9	Андреевская	Р	[148]	Отработана
II-1	10	Нечаянный прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	11	Аннинский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	13	Марининская	Р	[148]	Отработана
II-1	14	Андреевский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	15	Косогорская	Р	[148]	Отработана
II-1	16	Петропавловский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	18	Россыпь устья реки Кишиндык	Р	[148]	Отработана
II-1	19	Казанская	Р	[148]	Отработана
II-1	20	Николаевский прииск	Р	[148]	Отработана
II-1	21	Прокопьевская	Р	[148]	Отработана
II-1	22	Акуловская	Р	[148]	Отработана
II-1	28	Золотая горка	Р	[148]	Отработана
II-1	29	Выдрина заявка	Р	[148]	Отработана
II-2	3	Петро-Михайловский прииск	Р	[148]	Отработана
II-2	5	Спасский прииск	Р	[148]	Отработана
II-2	7	Северо-Светлинская	Р	[77, 154]	Эксплуатируется
II-2	10	Подвинцевская	Р	[148]	Отработана
II-3	7	Демаринская	Р	[148]	Отработана
II-3	16	Самотечный прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	24	Васильевский прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	25	Даниловский прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	26	Старо-Поклевский прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	30	Поварнинский прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	31	Свято-Троицкий прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	33	Рюриковский прииск	Р	[148]	Отработана
II-3	37	Михайловская	Р	[141, 148]	Резервная
II-3	39	Одигиреевский прииск	Р	[148]	Отработана
II-4	2	Азатовская	Р	[77, 148]	Отработана
II-4	7	Чуксинская (южная)	Р	[148]	Отработана
II-4	12	Большой пласт	Р	[148]	Отработана
II-4	16	Саввовский прииск	Р	[148]	Отработана
II-4	34	Россыпь Каменного лога	Р	[148]	Отработана
II-4	40	Кочкарское	К	[77, 84]	Эксплуатируется
II-4	43	Казанский прииск	Р	[148]	Отработана

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-4	49	Петровский прииск	Р	[148]	Отработана
II-4	51	Ново-Троицкое	К	[104]	Резервное
II-4	53	Россыпь Симонова Лога	Р	[148]	Отработана
II-4	56	Успенская	Р	[148]	Отработана
III-1	1	Северно-Нижеусцелемовская россыпь	Р	[148]	Отработана
III-1	5	Вишневская	Р	[148]	Отработана
III-1	10	Россыпь Цветкова гора	Р	[148]	Отработана
III-1	14	Аминевская	Р	[148]	Отработана
III-1	15	Ильинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-1	17	Долина р. Кочкарки	Р	[148]	Отработана
III-1	22	Ипатьевский прииск	Р	[148]	Отработана
III-2	1	Воронинская (Коростылевская)	Р	[148]	Резервная
III-2	6	Отрадный прииск	Р	[148]	Отработана
III-2	9	Безымянная	Р	[148]	Отработана
III-2	10	Светлинское	К	[153]	Эксплуатируется
III-2	14	Рудный прииск	Р	[148]	Отработана
III-2	17	Россыпь Хрустального лога	Р	[148]	Отработана
III-2	20	Светлинская	Р	[148]	Отработана
III-3	6	Скромный прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	8	Отеческий прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	9	Воздвиженский прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	12	Еленинская	Р	[105, 107]	Отработана
III-3	43	Мариинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	45	Михайловский прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	48	Никольский прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	66	Александровский прииск	Р	[148]	Отработана
III-3	75	Покровская (Ленинская)	Р	[77, 148]	Резервная
III-3	77	Каменно-Санарская	Р	[105]	Отработана
III-4	3	Прииск Александра Невского	Р	[148]	Отработана
III-4	4	Маргаритинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	6	Надеждинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	12	Анастасьинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	13	Вознесенский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	14	Григорьевский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	17	Александро-Степановский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	19	Петровский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	20	Многоспорный прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	22	Варненский прииск	Р	[105, 106]	Отработана
III-4	24	Петропавловский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	27	Андреевская	Р	[148]	Отработана
III-4	28	Иверский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	31	Веро-Надеждинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	33	Борисо-Глебский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	34	Петропавловский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	37	Митрофано-Святительский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	40	Клавдиевский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	42	Пророко-Ильинский прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	44	Веселый прииск	Р	[148]	Отработана
III-4	45	Мариинский (Самородочный) прииск	Р	[148]	Отработана
IV-1	2	Кидышская	Р	[148]	Отработана
IV-1	5	Николаевский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-1	7	Россыпь Старкова	Р	[148]	Отработана
IV-1	11	Комсомольская	Р	[148]	Отработана
IV-1	12	Этовнинская	Р	[148]	Отработана
IV-1	14	Колбинская	Р	[148]	Отработана
IV-2	7	Сокольнинская	Р	[148]	Отработана
IV-2	12	Степнинская	Р	[148]	Отработана
IV-3	4	Иоанно-Богословский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-3	8	Свято-Духовский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-3	9	Константиновский прииск	Р	[148]	Отработана

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
IV-3	14	Крестовоздвиженский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-3	20	Александровский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-3	22	Россыпь Приплодного лога	Р	[148]	Отработана
IV-3	27	Россыпь Пугачевского лога	Р	[148]	Отработана
IV-3	34	Уйская	Р	[148]	Отработана
IV-3	36	Стрелецкая	Р	[148]	Отработана
IV-3	39	Малаякинская	Р	[148]	Отработана
IV-4	1	Марие-Магдалинский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-4	6	Охотничий прииск	Р	[92]	Отработана
IV-4	12	Ново-Николаевский прииск	Р	[148]	Отработана
IV-4	19	Россыпь Каменного лога	Р	[92]	Отработана
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптические материалы					
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>					
I-1	10	Ларинское	К	[58]	Резервное
III-2	8	Светлинское	Р	[90, 116]	Резервное
III-3	4	Светлинское	К	[125]	Отработано
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Каолин</i>					
II-3	4	Котликское	К	[102, 116]	Разведано
II-3	22	Михайловское	К	[102, 116]	Разведано
II-3	23	Журавлиный лог	К	[102, 116]	Эксплуатируется
<i>Кианит</i>					
II-3	19	Михайловское	К	[116]	Изучено недостаточно
III-3	14	Борисовское	К	[80, 81]	Изучено недостаточно
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Кислые интрузивные породы</i>					
II-1	26	Северо-Уйское	К	[151]	Разведано
II-1	30	Уйское	К	[70]	Эксплуатируется
II-1	32	Вандышевское	К	[70]	Эксплуатируется
II-3	32	Мальгинское	К	-	Разведано
II-4	36	Пластовское	К	[70]	Эксплуатируется
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Мраморы</i>					
I-4	3	Коелгинское	К	[169]	Эксплуатируется
I-4	4	Южно-Коелгинское	К	[69]	Эксплуатируется
II-3	41	Кучинское	К	[116]	Разведано
III-3	41	Каменское	К	-	Эксплуатируется
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
I-2	5	Мирнинское	К	[70]	Разведано
II-4	60	Пластовское	К	[70]	Разведано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Питьевые и пресные воды					
I-1	21	Власовское (Власов ключ)		-	Резервное
II-3	10	Михайловское		[159]	Эксплуатируется
II-3	14	Пластовское (Кочкарское)		[159]	Эксплуатируется
III-3	37	Андрее-Юльевское		[159]	Резервное

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-XIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Торф</i>					
I-3	26	Поползуха	К	157	Разведано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Радиоактивные элементы					
<i>Уран</i>					
I-3	27	Варламовское	К	162	Разведано
II-3	47	Демаринское	К	162	Разведано
III-3	87	Санарское	К	162	Разведано
IV-3	41	Пьянковское	К	162	Разведано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
I-1	33	Уйское	К	138	Резервное
II-4	64	Кочкарское	К	70	Резервное
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
II-4	63	Западно-Поляновское	К	169	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых и первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-41-XIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	6	Краснокаменское	[151]	П. В инт. 100,0-163,0 и 946,0-1206,0 м вскрыты 2 рудные зоны (западная и восточная), объединяющие 3 и 6 рудных тел мощностью 2,1-45,8 м, сложенные, в основном, массивными рудами, содержащими от 46,0 до 61,0% железа
I-3	4	Александровское	[84]	П. Тонкие (0,1-0,2 м) прожилки мартитизированных магнетитовых руд в серпентинитах. Содержание F_2O_3 до 69,6%
II-1	6	Масловское	[151]	П. Две линзы мощностью не более 9,0 м, сложенные массивными, плотными, натечными бурями железняками с содержанием Fe до 58,0%
II-1	24	Беловское	[151]	П. В филлитовидных сланцах линзовидные тела бурых железняков, содержащих 78,6-81,4% железа
II-1	31	Грибановский	[151]	ПМ. В измененных (скарнированных) породах вкрапленность и тонкие (1-2 см) прожилки магнетита
II-2	1	Граневский	[151]	ПМ. В выветренных рассланцованных породах небольшие линзы бурого железняка
III-1	3	Иматкинское	[151]	П. В скарнированных породах маломощные (1,7-10,6 м) прослойки густовкрапленных магнетитовых руд с содержанием Fe(в) от 20,9 до 29,42%
III-1	8	Вишневское	[151]	П. Среди кремнистых сланцев вскрыты 3 линзы кварц-гематит-магнетитовых руд мощностью 8,0-12,0 м с содержанием Fe(в) до 21,60-68%
III-1	13	Аминевское	[151]	П. В зоне тектонического контакта вулканогенных (S_1) и карбонатных (C_1) образований вскрыты карстовые отложения (K_1), содержащие прослойки (мощностью 5,3 и 32,1 м), представленные желваками и жеодами бурого железняка, сцементированного охристой массой. Содержание Fe(в) 56,28-69,72%
III-2	2	Воронинское	[146]	П. В коре выветривания сланцев прослойки (мощностью 1,0-7,1 м) сложенные обломками и плотными бурями железняками, содержащими от 38,7 до 72,11% Fe_2O_3
III-2	18	Радиомайское	[138]	П. В зоне эпидотизации порфириров вскрыто тело магнетитовых руд мощностью около 7,0 м. Содержание Fe(в) от 52,52 до 73,47%
III-2	23	Магадеевское	[140]	П. Высыпки обломков размером до 0,4 м магнетитовых руд, содержание Fe(в) в которых достигало 68,32%
IV-2	1	Бирюковский	[97]	ПМ. Развалы скарнированных пород с вкрапленностью и гнездами магнетита
IV-2	6	Сокольнинский	[95]	ПМ. На поверхности высыпки обломков и щебенки скарнированных ожелезненных пород
IV-2	14	Фалалеевское	[146]	П. В эпицентре магнитной аномалии вскрыты три рудных тела мощностью 2,5-15,0 м, сложенные рыхлыми порошковатыми рудами с участками плотных или пористых руд. Содержание Fe(в) 46,0-68,0%; Mn 1,5-11,5%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	15	Булычевское	[146]	П. В зоне контакта лейкогранитов и известняков в эпицентре магнитной аномалии вскрыты магнетитовые и порошковатые мартитовые руды мощностью 0,5-15,0 м. Содержание Fe(в) от 16,40 до 63,06%
IV-2	16	Северо-Гологорское	[140]	П. В эпицентре магнитной аномалии и к югу от него вскрыта рудная зона мощностью 6,0 м сплошных и вкрапленных руд. Содержание Fe 32,37-53,18%
IV-2	17	Лиственная сопка	[146]	П. В юго-западном контакте Степнинского массива вскрыты кварцитовые брекчии на бурожелезняковом цементе мощностью около 50 м. Содержание Fe ₂ O ₃ достигает 73,31%
IV-2	18	Гологорское	[146]	П. В кровле Степнинского массива на площади магнитных аномалий в ороговикованных и скарированных породах вскрыты массивные и вкрапленные магнетитовые руды мощностью 2,0-6,2 м. Содержание Fe(в) 18,7-60,36%
IV-3	17	Каменно-Санарское	[166]	П. В зоне контакта мраморизованных известняков с гранитоидами Каменно-Санарского массива под светлыми глинами вскрыты линзовидные тела ноздреватых и кавернозных бурых железняков, содержащих до 55,5% Fe(в)
<i>Марганец</i>				
I-1	4	Демидовское	[151]	П. На площади развития вулканогенных образований краснокаменной толщи (D ₃) в развалах серицит-альбит-кварцевых сланцев отмечались небольшие (до 5 см) обломки темно-серых марганцевых руд, содержащих до 46,5% Mn и 0,52% Zn
I-4	12	Коелгинский	[167]	ПМ. На площади аномалии ВП (2%) среди ожелезненных серицитовых сланцев вскрыты 2 линзы кварц-гематитовых пород, с тонкими прожилками и гнездами псиломелана. Содержание Mn в кварц-гематитовых породах - 1,52%, в рудных гнездах - до 44,16%
III-1	2	Иматкинское	[151]	П. В зоне южного экзоконтакта Вандышевского гранитного массива среди скарированных вулканогенных пород вскрыт прослой (2,9 м) массивной родохрозит-кварц-карбонатной породы, содержащей 23,87% Mn
III-1	18	Сухоложский	[151]	ПМ. Элювиальный развал обломков жильного кварца с примазками и гнездами минералов марганца. Содержание Mn - 21,4%
IV-4	9	Северо-Целинное	[169]	П. На площади аномалии ВП (2,5%) в коре выветривания гематит-кремнистых туффитов вскрыты окисленные марганцевые руды рыхлые глинисто-обломочные, содержащие от 16,0 до 24,7% MnO. В плотных туффитах содержится от 1,7 до 5,4% MnO
<i>Хром</i>				
I-4	18	Чампаловский	[130]	ПМ. В промоине окатанные обломки серпентинитов, кварца и хромитов. Содержание Cr ₂ O ₃ 33,52-43,63%; Fe ₂ O ₃ 15,3-18,5%
II-1	2	Масловское	[151]	П. В эндоконтактной зоне небольшого тела серпентинитов выявлены линзы хромитов, сложенные густовкрапленными и массивными рудами. Содержание Cr ₂ O ₃ 43,56 и 46,4%
IV-1	16	Безымянный	[113]	ПМ. Старой канавой вскрыто небольшое тело серпентинитов. В отвалах отмечены обломки серпентинитов с гнездами хромитов. Содержание Cr ₂ O ₃ 18,6%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-3	3	Александровское	[84]	П. В зоне дробления серпентинитов по трещинам в породе налеты, корочки и прожилки малахита.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Содержание Cu от 0,01 до 2,91%
I-3	9	Скв. 199	[84]	ПМ. В хлоритизированных и эпидотизированных сланцах маломощные (до 3 см) сульфидно-кварцевые прожилки. Содержание Cu до 0,11%; Ag 2,7 г/т
I-3	11	Восточный	[84]	ПМ. В выветрелых эпидотизированных сланцах тонкий (до 2 см) сульфидно-кварцевый прожилок. Содержание Cu 0,11%
I-3	12	Скв. 509	[84]	ПМ. В выветрелых полевошпат-биотит-хлорит-кварцевых сланцах тонкие (2-3 мм) кварцевые прожилки, в зальбандах которых отмечалась вкрапленность халькопирита. Содержание Cu 0,11%
II-3	1	Скв. Д-118	[84]	ПМ. В песчаниках тугундинской толщи кварцевый прожилок мощностью 0,3 м. В зальбандах вкрапленность халькопирита. Содержание Cu 0,22%
II-3	5	Скв. Д-124	[84]	ПМ. В кристаллосланцах еремкинской толщи в зальбандах тонких кварцевых прожилков вкрапленность халькопирита. Содержание Cu 0,1%
II-3	15	Михайловский	[84]	ПМ. В амфиболитах в зальбандах тонких (2 см) кварцевых прожилков вкрапленность халькопирита. Содержание Cu 0,25%
III-4	1	Центральный	[167]	ПМ. В отвалах старых выработок в хлоритизированных базальтах налеты медной зелени. Содержание Cu 0,2%
III-4	18	Пункт минерализации 12	[167]	ПМ. В зоне восточного экзоконтакта Пластовского массива в амфибол-полевошпатовых породах зона расланцевания и минерализации (пирит, реже халькопирит) мощностью около 150 м. Содержание Cu 0,1-0,22%
IV-4	27	Урманское	[167]	П. В измененных порфириновых андезитах и их туфах вкрапленность пирита, халькопирита и примазки медной зелени. Содержание Cu 0,43-0,74%
<i>Медь, цинк</i>				
I-1	8	Северо-Никольский	[113, 130]	ПГХО. Концентрация литорудогенного уровня Cu, Mo, Pb, Ag, Zn. В эпицентрах ореола концентрации Cu, Zn и Mo достигают рудогенных содержаний. Локально отмечены концентрации Au до 0,1 г/т, Pt и Pd до 0,03 г/т
I-1	11	Восточно-Никольский	[113, 130]	ПГХО. Повышенные содержания халькофильных элементов. Спектр аномалиеобразующих элементов-индикаторов является типоморфным для полиметаллического (золоторудного) оруденения. В эпицентрах содержание Au от 0,02 до 0,1 г/т, Pt и Pd до 0,03 г/т.
II-3	36	Скв. Д-93	[84]	П. В кристаллосланцах еремкинской толщи кварцевые прожилки (мощностью до 10 см) с вкрапленностью пирита, халькопирита и сфалерита. Содержание Cu 1,21%; Zn 0,2%
II-4	8	Поляновский	[93, 167, 111]	ПГХО. Локальные геохимические аномалии медно-цинковой (золоторудной) специализации, с концентрациями $Cu_{2-9}Zn_{2-6}$, Au 0,1 г/т, Pb_{2-5} , Ag_3
II-4	17	Северо-Поляновское	[167]	П. Зона расланцевания и хлоритизации в долеритах и туфах основного состава с вкрапленностью пирита и халькопирита, фиксируемая аномалией ВП (до 9%). Содержание Cu до 1%; Zn 0,3%
II-4	27	Южно-Поляновское	[167]	П. В хлоритизированных, эпидотизированных и карбонатизированных долеритах и спилитах зоны расланцевания и вкрапленной минерализации (пирит, халькопирит) мощностью от 2 до 45 м с маломощными (до 0,5 м) телами колчеданных руд. Содержание Cu до 1,08%
II-4	35	Поляновское	[167]	П. Оруденение локализовано в апоспилитовых

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				кварц-серицитовых сланцах, где выделено 6 рудных тел (мощностью от 2,42 до 8,11 м), сложенных массивными колчеданными и прожилково-вкрапленными рудами. В первых содержится Cu 1,38%; Zn 12,45%; во вторых Cu 0,69-0,75%; Zn 1,26%. Над рудными телами развита зона окисления мощностью до 40 м, где содержится: Cu 0,12-0,81%; Zn 0,39%; Au 1,0-37,7 г/т; Ag 3,8-1103,4 г/т
III-4	26	Никольское	[167]	П. В кварц-серицитовых метасоматитах. вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита. Содержание Cu до 1,0%; Zn до 0,3%; Au 0,4-9,0 г/т
III-4	47	Осейское	[169]	П. В зоне тектонического нарушения субмеридионального простирания. У контакта с телом порфировых диоритов, вмещающие породы рассланцованы и превращены в кварц-серицитовые метасоматиты, к которым приурочена прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Содержание Cu 0,41-1,0%; Ag до 18,2 г/т
III-4	53	Санарский	[167]	ПМ. В зоне тектонического нарушения брекчированные вулканогенные породы. Цемент брекчий представлен сульфидно-баритовым агрегатом, где содержится: Cu 0,1-0,31%; Zn 0,21%; Au 2,2 г/т; Ag 2,0-33,0 г/т
III-4	55	Каменский	[167]	ПМ. В зоне субмеридионального тектонического нарушения рассланцованные, серицитизированные, хлоритизированные и окварцованные вулканы с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержание Cu 0,1-0,6%; Zn 0,3%
III-4	56	Кособродское	[167, 169]	П. В зонах рассланцевания в кварц-серицитовых метасоматитах прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Выделено 3 рудных тела с содержаниями Cu 0,85-1,72%; Zn 0,3-1,0%; Ag 5,5%. Над рудными телами развита зона окисления мощностью 15-40 м, с содержанием Au 8-15 г/т; Ag до 115 г/т; Cu 4,0%
IV-1	17	Красноярское	[46]	П. Порфировые андезибазальты окварцованы, хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы с тонкорассеянной вкрапленностью сульфидов и примазками медной зелени. Содержание Cu 0,03-0,45% (максимальное 1,36%); Zn 0,09%; Pb 0,02-0,12%
IV-2	19	Степнинское	[146]	П. Выветрелые порфириты основного состава с тонкой вкрапленностью сульфидов, содержащие Cu от 0,12 до 0,51%; Zn до 0,17%
IV-4	2	Санаторское	[92]	П. Вскрыты 2-е рудные зоны (инт. 38,0-44,0 и 140,0-142,0 м), представленные вкрапленностью сульфидов в рассланцованных, серицитизированных порфировых андезитах и кварцевых порфирах. Содержание Cu 0,16-1,44%; Zn 0,69-2,84%
IV-4	26	Белоключевское	[92]	П. Вокруг дайки керсантитов, прорывающих песчаники и алевролиты, развита зона брекчирования (мощностью 0,5 м), представленная обломками песчаников, сцементированных гидроокислами железа. В бурых железняках отмечались лимонит, азурит, малахит, куприт, халькозин, арсенопирит. В брекчиях содержалось: Cu 10,34%; Zn 0,45%; в песчаниках: Cu 0,27%; Zn п/о
<i>Медь, молибден</i>				
I-1	5	Заураловское	[151]	П. Скважиной 1023 (307,2-308,0 м) вскрыты порфировые дациты с гнездовой вкрапленностью молибденита и сульфидов меди. Содержание Mo 0,476%
I-4	16	Зеленый Дол	[156, 171]	ПГХО. Остаточный несмещенный ореол рудной природы, связан с проявлением Зеленый дол.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Типоморфные элементы медно-молибденовой (медно-порфировой) специализации с концентрацией: $Cu_8Pb_4Mo_3Ag_3Au$ 0,7 г/т
I-4	21	Зеленодольское	[169]	П. Оруденение локализовано в зонах эндо-экзоконтактов Зеленодольской интрузии порфировых диоритов, где оруденелые породы образуют два штокверка. В Северном штокверке в среднем содержится 0,48% Cu и 0,005% Mo, в Южном - 0,35% Cu и 0,004% Mo, 0,25 г/т Au
II-4	25	Константиновское	[169]	П. Вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита в брекчированных и измененных породах в зоне их экзоконтакта с плагиогранитами Коелгинского массива. Повышенные содержания (0,001-0,056%) молибдена отмечены в скв. 204 (98,9-246,0 м) и скв. 208
III-1	4	Нижнеусцелемовский	[151, 113]	ПГХО. Высококонтрастный ореол элементов-индикаторов медно-молибденовой (золоторудной) минерализации. Концентрации достигают: $Cu_{4-8}, Pb_{3-5}, Mo_{5-8}, Ag_{4-5}, Au$ 0,1г/т (ед. 0,2 г/т)
IV-1	1	Кидышский	[113, 151, 130]	ПГХО. Повышение концентрации $Cu_{3-4}Mo_5Ag_{3-5}As_6$, достигают в эпицентрах рудогенных содержаний $Cu_9Ag_6Sb_5$, локально отмечены концентрацией Au от 0,026 до 2,54 г/т; Pd 0,03 г/т и Pt 0,03 г/т по данным х/а - 0,04 г/т
IV-4	17	Участок Молибденовый	[169]	П. В зоне экзоконтакта Центрального массива гранитоидов в хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах в тонких (7-8 мм) кварцевых прожилках и на плоскостях расланцевания вкрапленность молибденита. Среднее содержание Mo по скв. E-43 (36,1-71,5 м) 0,014% (при максимальном 0,114%)
<i>Цинк</i>				
II-3	46	Скв. Д-71	[84]	ПМ. В зальбандах кварцевой жилы вкрапленность пирита и сфалерита. Содержание Zn 0,62%
<i>Свинец, цинк</i>				
I-2	2	Соколовский	[113, 151, 130]	ПГХО. Обширный ореол, объединяющий площадные и локальные геохимические аномалии с типоморфным спектром элементов-индикаторов полиметаллической (золоторудной) специализации. Локально отмечены концентрации Au 0,05 г/т, $Hg_6Cd_5Bi_4$
I-4	1	Коелгинский	[113]	ПМ. Высыпки обломков бурых железняков и пиритизированных известняков с сульфидно-кварцевыми прожилками. Содержание Pb до 0,5%; Zn до 0,4%; Cu до 0,4%; As до 0,2%; Ag до 2,0 г/т
II-3	6	Котликское	[116]	П. В мраморах биргильдинской толщи в инт. 162,0-191,0 м тонкая вкрапленность сфалерита, достигающая 7-8% от объема породы, что соответствует 4-5% содержания цинка
III-1	9	Бабайтауский	[113, 151, 130]	ПГХО. В метасоматитах по серпентинитам повышенные концентрации типоморфных элементов полиметаллической специализации. Спектр геохимических элементов: $Pb_{2-8}Zn_{2-6}Ag_{4-7}As_{4-8}Sb_5Cd_4Bi_5Cu_3$. Локально отмечено содержание Au 0,02 г/т и Pt, Pd 0,03 г/т
III-3	25	Гаврило-Архангельское	[91]	П. Жила сплошного галенита мощностью 4,0-6,5 см, залегающая в мраморах. Скважиной вскрыты две маломощные (0,3 и 0,4 м) зоны с вкрапленным оруденением, содержащие 0,75 и 0,81% Pb и 0,23 и 0,26% Zn
III-3	34	Каменно-Павловское	[91]	П. В мраморах вскрыты два рудных тела прожилково-вкрапленных галенит-сфалеритовых руд (мощностью 15,5 и 5 м). Средние содержания Pb в них 1,19 и 2,32%; Zn 3,25 и 4,70%. В поверхностных условиях в зоне окисления развиты смитсо-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				нит-галенитовые руды, где содержание Pb достигает 14,5; Zn 50,2%
III-3	46	Мариинское	[91]	П. В глинах мысовской свиты, заполняющих карстовые полости в мраморах, многочисленные обломки бурых железняков и пирит-галенит-сфалеритовых руд. Содержание свинца достигает 14,86% (среднее 2,55%); цинка 29,49% (среднее 4,01%)
III-3	56	Андреевское	[91]	П. В мраморах биргильдинской толщи гнезда чечевицеобразной формы и жильные рудные тела мощностью от 4 см до 4,5 м (в раздувах), сложенные массивными сфалерит-галенитовыми рудами. Содержание Pb в них колебалось от 20 до 63%; Ag от 106 до 633 г/т. Скважинами была вскрыта маломощная (5 м) рудная зона с прожилками и вкрапленностью галенита и пирита, где среднее содержание Pb достигает 3,15%; Zn 0,12%; Ag до 28 г/т
III-3	60	Никольский	[91]	ПМ. В глинах, выполняющих карстовую впадину в мраморах, линза кавернозных бурых железняков, содержащих Pb до 0,39%; Zn 0,32%; Cu 0,22%
III-3	80	Покровское	[91]	П. Мелкие ветвящиеся прожилки и густая вкрапленность галенита и сфалерита с содержанием Pb 1,16-1,80%; Zn 0,19-2,70%. Отмечались также переотложенные коры выветривания минерализованных пород залегающие среди серых и темно-серых глин (K ₂), выполняющих карстовые полости. Средние содержания Pb 1,5%; Zn 0,37%, в отдельных интервалах Pb 11,8%; Zn до 3%; Cu до 4%; Ag до 133 г/т
IV-3	6	Скв. 1009	[166]	П. Зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в брекчированных мраморах мощностью 6,4 м. Содержание Pb от 0,85 до 6,6% (среднее 2,38%); Zn от 0,3 до 0,83% (0,5%)
IV-3	13	Крестовоздвиженское	[91]	П. В мраморах (С ₁) вблизи Санарского гранитного массива зона прожилково-вкрапленной минерализации прослеженная на 1600 м при мощности 20-120 м. Выделено 31 рудное тело линзообразной формы, небольшой (2-5 м) мощности. Среднее содержание Pb 0,97%; Zn 1,01%
<i>Никель</i>				
I-2	1	Карасунский	[151]	ПМ. Маломощное (6,0 м) тело серпентинитов, в коре выветривания которых содержится 0,42% Ni и 0,04% Co
I-2	3	Лебедевский	[151]	ПМ. В коре выветривания серпентинитов куликовского комплекса содержание Ni до 0,2%; Co до 0,009%
I-4	22	Чампаловское	[169]	П. В верхних горизонтах разреза коры выветривания серпентинитов повышенные содержания Ni (до 1,1%) и Co (до 0,5%)
II-2	4	Тюленьбаевское	[151]	П. Скважинами вскрыты никеленосные коры выветривания серпентинитов, в составе которых преобладают (37,5 м) продукты зоны нонтронитизации, где содержится 0,1-1,0% Ni и 0,01-0,05% Co
III-2	22	Магадеевский	[146]	ПМ. Коры выветривания серпентинитов, образующих небольшое (2,0x0,5 км) тело, залегающее среди осадочно-вулканогенных образований. Содержание Ni 0,4-0,6%
III-2	26	Салимовский (г. Салима)	[146]	ПМ. В коре выветривания тальк-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с кварц-углистыми сланцами, содержится 0,3-0,4% Ni
IV-1	9	Комсомольский	[46]	ПМ. В коре выветривания серпентинитов, слагающих небольшое тело, повышенные содержания Ni
<i>Вольфрам</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	4	Бирюковское (жила №1)	[137]	П. В гранитоидах Бирюковского массива кварцевая жила с шеелитом мощностью 0,05-1,0 м, содержащая до 1,89% WO ₃
IV-2	2	Северо-Степнинский	[172, 130]	ПХГО. Редкометалльной специализации с концентрациями W ₂₋₃ Mo ₂₋₃ Pb ₃ Ag ₁₋₃ ; в эпицентре содержания Mo ₈ Pb ₃ W ₂
IV-2	4	Жила №3	[103]	П. В гранитоидах Степнинского массива кварцевая жила мощностью 0,2-0,3 м с вкрапленностью шеелита. Содержание WO ₃ 0,15%
IV-2	5	Духонин лог (жила №2)	[137]	П. В гранитоидах Степнинского массива две кварцевые жилы мощностью 0,1 и 0,4 м с вкрапленностью шеелита. Содержание WO ₃ 0,1-0,2%
IV-2	8	Степнинский	[172, 130]	ПГХО. В экзоконтакте Степнинского массива представлен элементами-индикаторами золото-молибден-вольфрамовой специализации. Аномалиеобразующие элементы представлены в следующих содержаниях: W ₅₋₆ Mo ₂₋₆ Pb ₃₋₅ Cu ₂₋₅ Au до 3 г/т, Bi ₅
IV-2	10	Казаковское	[146]	П. В зоне западного контакта Степнинского гранитоидного массива вмещающие породы ороговичены и местами скарнированы. В скарнах содержится до 0,17% WO ₃
IV-4	15	Каменно-Санарский	[121]	ПМ. Расположен в зоне контакта Чернореченского гранитного массива. На поверхности обнаружены обломки жильного кварца с пиритом и шеелитом. Канавками вскрыты кварцевые жилы мощностью 0,15-0,5 м, содержание WO ₃ в которых изменяется от 0,006 до 0,02%
IV-4	23	Биткуевское (жила №3)	[121]	П. Тонкие (1-15 см) параллельно расположенные прожилки, залегающими по сланцеватости вмещающих пород. В кварце отмечается турмалин, пирит и шеелит. На участках жил с видимым шеелитом в кварце содержится от 0,18 до 0,65% WO ₃
IV-4	24	Каменно-Шиханский (жила №2)	[121]	ПМ. Представлен группой линзообразных кварцевых жил мощностью до 0,7 м. Жилы сложены плотным серым, часто обохренным кварцем с вкрапленностью турмалина, пирита, халькопирита, шеелита
<i>Алюминий</i>				
IV-1	10	Комсомольское	[46]	П. В эрозионно-карстовых впадинах вскрыты бокситоносные песчано-глинистые отложения синарской свиты с телами каменистых и рыхлых бокситов, содержащих: Al ₂ O ₃ от 38,0 до 45,42%; SiO ₂ от 1,98 до 15,42%
<i>Висмут</i>				
II-3	35	Пункт минерализации 10 (у хут. Гладких)	[166]	ПМ. В протолочке из кварцевой жилы, секущей граниты джабыкско-санарского комплекса, отмечен базовисмутин в количестве 15-20% от веса магнитной фракции шлиха
III-2	24	Радиомайский	[166]	ПМ. В кварцевой жиле, секущей кристаллосланцы еремкинской толщи, отмечалась вкрапленность базовисмутина
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
I-3	6	Варламовский	[84]	ПМ. В дайке пегматоидных грейзенизированных гранитов содержание Be 0,006%
I-3	15	Ш. 1840	[84]	ПМ. В центральной части Варламовского массива в пегматитовой жиле содержание BeO 0,026%
I-3	16	Ш. 0373	[84]	ПМ. В западном экзоконтакте Варламовского гранитного массива в пегматитовой жиле содержание BeO 0,024%
II-3	29	Поварненский	[166]	ПМ. Серия пегматитовых жил и обособлений. В центральной части тел отмечались кристаллы берилла

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	40	Проявление 11	[166]	П. В восточном экзоконтакте Борисовского гранитного массива группа пегматитовых жил с крупнокристаллическим бериллом. Содержание BeO в отдельных пробах 0,1-0,15%
II-4	11	Кочкарский	[84]	ПМ. В зоне северо-западного экзоконтакта Пластовского массива плагиогранитов в пегматитовой жиле содержание BeO 0,061%; Nb ₂ O ₅ 0,013%
III-3	1	Пункт минерализации жилы 36	[166]	ПМ. В центральной части пегматитовой жилы, залегающей среди кварцево-сланцевых сланцев, отмечена вкрапленность берилла. Содержание Be 0,005-0,007%
III-3	2	Проявление 15	[166]	П. Две пегматитовые жилы, залегающие среди габбро-амфиболитов, минерализованные бериллом. Содержание BeO в отдельных пробах до 0,8%, при пересчете на массу 0,005%
III-3	5	Воронинское	[166]	П. Три крупные (мощность от 6-8 до 80 м) пегматитовые жилы с гнездовидными обособлениями кварца, к которым приурочена минерализация берилла
III-3	10	Пункт минерализации 25	[166]	ПМ. В пегматитовых жилах минерализация мелко- и крупнозернистого берилла
III-3	11	Пункт минерализации 26	[166]	ПМ. Пегматитовая жила мощностью 1,5 м и протяженностью около 100 м, содержащая 0,08-0,09% Be (на полную мощность)
III-3	15	Восточно-Борисовский	[166]	ПМ. Вскрыто 8 пегматитовых жил, залегающих среди биотит-роговообманковых сланцев. Мощность их от 8 до 60 см. Содержание BeO от 0,03 до 0,05%
III-3	20	Борисовское	[166]	П. Представлено двумя пегматитовыми жилами мощностью 6-8 и 35 м, залегающими в измененных серпентинитах. В центральной части жил выделяются кварцевые ядра, где отмечены наиболее высокие (0,8-1,0%) содержания BeO
III-3	73	Проявление 39	[166]	П. Серия маломощных пегматитовых жил и гнездовидных обособлений минерализованных бериллом. Берилл локализуется в основном в центральных частях жил вблизи кварцевого ядра. Содержание BeO 0,08 до 0,1%
III-3	85	Пункт минерализации 40	[166]	ПМ. В зоне восточного экзоконтакта Санарского гранитного массива группа пегматитовых жил мощностью до 30 м. Минерализация берилла в виде гнезд мощностью до 0,6 м локализуется в зоне контактов пегматитов с вмещающими породами
IV-3	2	Пункт минерализации 41	[166]	ПМ. Расположен в зоне восточного экзоконтакта Санарского массива гранитов, где берилловое оруденение локализуется в крупнокристаллических выделениях кварца. Содержание BeO 0,0-0,05%
IV-3	10	Пункт минерализации 42	[166]	ПМ. В биотитовых, биотит-полевошпатовых и амфибол-биотитовых гнейсах пегматитовые жилы и шлировидные обособления пегматита, к кварцевым ядрам которых приурочена минерализация берилла. Содержание BeO до 0,05%
IV-3	25	Благодатский	[79]	ПМ. Расположен в зоне контакта Западно-Чернореченского массива плагиогранитов. В амфиболитизированных и окварцованных известковистых конгломератах содержится 0,013-0,016% BeO
IV-3	32	Чернореченский	[79]	ПМ. Расположено на площади развития известковистых конгломератов, прорванных дайками аляскитовых гранитов. В дайках альбитизированных и грейзенизированных гранитов содержится BeO 0,026%; Nb ₂ O ₅ 0,018%
IV-3	37	Скв. 75	[79]	ПМ. В углистых кварцитах густая вкрапленность

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				пирита. Содержание ВеО до 0,02%
<i>Литий</i>				
I-3	23	Обн. 1348	[84]	П. Расположено в осевой части Варламовского гранитного массива. Граниты разбиты широтными вертикальными трещинами отдельности. Трещины заполнены кварц-флюорит-мусковитовым грейзеновым агрегатом, в котором содержится 0,53% Li ₂ O и 0,02% Nb ₂ O ₅
<i>Ниобий, тантал</i>				
III-2	28	Санарский	[146]	ПМ. Расположен в западном эндоконтакте Санарского гранитного массива, где приурочен к пегматоидным гранитам, в прогноточках которых отмечены: колумбит (100 г/м ³), монацит (150 г/м ³), ксенотим, циркон
III-3	7	Светлинское	[116]	П. Пространственно совмещается с одноименным проявлением берилла. Оруденение локализовано в пегматитовых жилах, образующих крупное жильное поле. Максимальное содержание Nb ₂ O ₅ (0,017%) и Ta ₂ O ₅ (0,05%) приурочены к альбитизированным и грейзенизированным пегматитам и локализируются в зонах блокового строения
IV-2	3	Борознинский	[146]	ПМ. В мусковитизированных гранитах Санарского массива маломощные жилы пегматита. В прогноточках отмечены колумбит, флюорит, молибденит, шеелит
IV-2	9	Вар-Дугинский	[146]	ПМ. В зоне экзоконтакта Санарского гранитного массива вмещающие кварц-слоистые сланцы и порфиридные биотитовые граниты грейзенизированы. Максимальные содержания колумбита (до 255 г/м ³) отмечены в выветрелых мусковитизированных гранитах
<i>Редкие земли</i>				
III-3	47	Скв. Г-6200	[116]	ПМ. В коре выветривания кристаллосланцев еремкинской толщи с элювием пегматитов содержится до 1230 г/т монацита
III-3	51	Скв. 1609	[155]	ПМ. В коре выветривания образований еремкинской толщи, повышенные содержания иттрия (в инт. 25,9-29,4 м 0,07%; в инт. 29,4-38,1 м 0,1%)
III-3	74	Теплинское	[116, 155]	П. В корах выветривания карбонат-биотит-амфиболовых сланцев биргильдинской толщи отмечалось присутствие черчита (100-156 г/т). В зоне выщелачивания установлены ореолы иттрия с содержанием его от 0,005 до 0,1%
IV-3	23	г. Кораблик	[166]	ПМ. Приурочен к площади развития метаморфических образований еремкинской толщи. Оруденение представлено вкрапленностью монацита в пегматитовой жиле
IV-4	16	Целинный	[169]	ПГХО. Ареал, объединяющий площадные геохимические аномалии в коре выветривания и локальные в коренных породах; представлен редкоземельными элементами литорудогенного уровня: иттрий-Y ₃₋₅ Yb ₃₋₅ , Mo ₄ , W ₄₋₆ , As ₂₋₄ . Оценивается как высокоперспективное, связанное с Южно-Целинным проявлением редких земель
IV-4	20	Южно-Целинное	[169]	П. В зоне юго-западного эндо-экзоконтакта Центрального массива плагиогранитов гранитоиды и вмещающие их андезиты изменены и содержат редкую вкрапленность ксенотима, монацита, магнетита и апатита. Повышенные содержания суммы оксидов редких земель (0,07%), при максимальном 0,18%, установлены в глинистом и глинисто-щебнистом горизонтах зоны выщелачивания разреза коры выветривания
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	1	Заураловское	[151]	П. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы (мощностью до 1 м) минерализованы пиритом, халькопиритом и шеелитом. Содержание Au от следов до 12 г/т; W от 0,02 до 0,9%
I-1	9	Без названия	[113]	П. Зона дробления, рассланцевания, окварцевания и лимонитизации в сланцах и углеродсодержащих микрокварцитах. В двух метровых интервалах содержалось 3,6 и 4,9 г/т Au
I-1	13	Никольское	[113]	П. В порфириновых базальтах краснокаменной толщи кварцевая жила (мощностью 0,2-1,2 м) с вкрапленностью сульфидов. Содержание Au 0,4-1,8 г/т; Ag 15-55 г/т
I-2	6	Соколовское	[148]	П. Представлено кварцевой жилой мощностью 0,2-1,0 м с вкрапленностью сульфидов. Содержание Au 0,4-29,0 г/т
I-2	8	Семеновский	[113]	ПМ. Расположен в южном экзоконтакте Большаковского габброидного массива, где представлен одиночной кварцевой жилой (мощностью до 2,0 м), сложенной обохренным кварцем с пустотами от выщелоченного пирита
I-3	5	Скв. Г-346	[116]	ПМ. В коре выветривания серпентинитов куликовского комплекса содержание Au 1,3 г/т
I-3	10	Обн. 3136	[84]	П. Рассланцованные, окварцованные и ожелезненные породы, содержат до 4,6 г/т Au
I-3	13	Скв. 197	[116]	П. В выветрелых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцах вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание Au до 2,5 г/т; Ag 14,6 г/т
I-3	17	Кукушкинская зона рассланцевания	[116]	П. Представлена интенсивно рассланцованными туфоалевритами, туфопесчаниками и углисто-кремнистыми сланцами с зонами интенсивной лимонитизации и окварцевания (мощностью до 10 м), где содержание Au достигает до 2,7 г/т; Ag 6,4 г/т
I-3	24	Скв. Г-531	[116]	ПМ. В коре выветривания гранитоидов Котликского массива содержание Au до 1,1 г/т; Ag 0,8 г/т
I-4	2	Скв. У-0435	[169]	ПМ. В зоне тектонического нарушения в глинисто-щебнистой коре выветривания глинисто-карбонатных сланцев минерализованных пиритом, содержание Au 0,8-1,4 г/т
I-4	6	Ш. VIII-211	[169]	ПМ. В зоне тектонического нарушения в ожелезненных сланцах и туфопесчаниках вкрапленность пирита. Содержание Au 1,0 г/т
I-4	7	Лог Гремиха	[148]	П. Три кварцевые жилы средней мощностью около 0,45 м. Кварц обохренный с вкрапленностью сульфидов. Содержание Au 2-3 г/т
I-4	8	Скв. У-7287	[169]	ПМ. В зоне экзоконтакта небольшого тела порфириновых диоритов в измененных породах с вкрапленностью пирита содержание Au 1,1 г/т
I-4	9	г. Тетечная	[169]	П. В березитизированных и ожелезненных туфопесчаниках штокверк кварцевых прожилков с сульфидной минерализацией. Содержание Au 1,8-9,6 г/т; Ag 0,4-4,8 г/т; Cu 0,4%
I-4	10	Скв. У-0213, У-72	[169]	ПМ. Глинисто-щебнистая кора выветривания вулканитов и кремнисто-глинистых сланцев, ожелезненная. Содержание Au 1,9 г/т
I-4	11	Скв. У-0327, У-0318	[169]	П. Ожелезненные и рассланцованные песчаники в зоне контакта с порфиривыми диоритами биргильдинско-томинского комплекса. Содержание Au 1,1-3,0 г/т
I-4	13	Скв. У-0304	[169]	ПМ. В зоне экзоконтакта порфириковых диоритов биргильдинско-томинского комплекса в коре выветривания туфопесчаников содержание Au 1,2 г/т
I-4	17	Северо-Шиловское	[169]	П. В западном экзоконтакте Зеленодольского массива диоритов в корах выветривания пропили-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				тизированных пород туфогенной толщи в бурых железняках содержится от 3,7 до 10,4 г/т Au
I-4	19	Скв. У-0458	[169]	ПМ. В зоне тектонического нарушения в коре выветривания углистых сланцев содержится до 1,0 г/т Au
I-4	20	Обн. У-7190	[169]	П. В зоне восточного экзоконтакта Зеленодольского массива диоритов рассланцованные и серицитизированные порфиры дацитового состава интенсивно ожелезненные с прожилками кварца. Содержание Au до 318,8-343,4 г/т; Ag от 5,8 до 21,2 г/т
I-4	23	Обн. У-8098	[169]	П. Высыпки щебня ожелезненных и брекчированных пород с редкой вкрапленностью пирита. Содержание Au 2,8 г/т
I-4	25	Южно-Шиловское	[169]	П. В зоне восточного экзоконтакта Зеленодольского массива диоритов в коре выветривания пропилитизированных пород прослой бурого железняка, в котором содержание Au достигает 10,4 г/т
I-4	27	Скв. У-0160	[169]	ПМ. В глинистой коре выветривания щебень ожелезненного кварца и кремнистых пород. Содержание Au 1,4 г/т
II-2	2	Обрывистый	[148]	ПМ. Обломки углисто-глинистых сланцев и ожелезненных, окварцованных пород. Содержание Au 1,0 г/т
II-2	6	Северо-Светлинское	[148]	П. Кора выветривания углистых алевролитов и кварц-полевошпат-слюдяных сланцев обохренная со щебнем кварца и бурых железняков. Содержание Au 0,9-5,1 г/т
II-2	8	Скв. 68, 76 12407, 13207, 13214, 12810	[154]	П. Кора выветривания карбонатно-углистых и кварц-амфибол-биотитовых пород обохренная со щебнем кварца и бурых железняков. Содержание Au 0,8-14,4 г/т
II-2	9	Скв. 808	[77]	П. В зоне контакта мраморов и туфов основного состава в рассланцованных туфах многочисленные прожилки кварца. Содержание Au 2,2 г/т
II-2	10	Скв. 800	[77]	П. Углисто-глинистые сланцы карбонатизированные с вкрапленностью пирита. Содержание Au до 3,0 г/т
II-2	11	Скв. 800	[77]	П. Углисто-глинистые сланцы карбонатизированные с вкрапленностью пирита. Содержание Au до 3,0 г/т
II-2	12	Кумляжский	[77]	ПМ. В углисто-глинистых сланцах кварцевая жила, сложенная ожелезненным кварцем с гнездами окисленных сульфидов. Содержание Au более 1 г/т
II-2	13	Скв. 7805, 8219	[154]	ПМ. Кора выветривания кварц-углистых сланцев и доломитизированных пород с обломками жильного кварца. Содержание Au 1,1 г/т
II-3	12	Скв. НО-560	[116]	П. Зона контакта мраморов биргильдинской толщи и песчаников тугундинской толщи. В коре выветривания песчаников содержится 2,9 г/т Au
II-3	45	Скв. Г-23	[116]	П. Зона эндоконтакта Борисовского гранитного массива. В коре выветривания гранитов содержание Au 2,4 г/т
II-4	13	Жилы Казанского прииска	[148]	П. В гранитоидах Пластовского массива четыре кварцевые жилы юго- и северо-восточного простирания, мощностью 0,3-0,5 м. Содержание Au 0,6-42,0 г/т
II-4	14	Южно-Коелгинское	[169]	П. В рассланцованных и измененных гранитах сближенные кварцевые жилы северо-западного и субширотного простирания. Содержание Au до 15,2 г/т; Ag 2,4 г/т
II-4	18	Жилы Поляновского прииска	[148]	П. Кварцевая жила северо-восточного простирания мощностью 0,55-0,7 м, сложенная обохренным кварцем с гнездами, прожилками и вкраплен-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ностью галенита. Содержание Au 3,4 г/т
П-4	19	Жилы Ювенальевского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью 0,1-3,5 м, сложенных белым обохренным кварцем с прожилками и вкрапленностью сульфидов. Содержание Au 3,8-70,0 г/т
П-4	21	Жилы Касьяновского прииска	[148]	П. В гранодиоритах группа кварцевых жил и тонких прожилков мощностью до 0,53 м минерализованных сульфидами. Содержание Au 2,6-62,0 г/т
П-4	22	Жилы Аннинского прииска	[148]	П. Группа тонких (4-35 см) кварцевых жил северо-северо-восточного простирания, минерализованных сульфидами. Содержание Au 1,5-17,0 г/т
П-4	23	Жилы Варваринского прииска	[148]	П. В зоне контакта сланцев и выветрелых порфиров две параллельные кварцевые жилы мощностью 26-35 см. Содержание Au 8,0-31,0 г/т
П-4	24	Жилы Евгеньевского прииска	[148]	П. В расланцованных выветрелых гранитах 10 небольших (мощностью 4-30 см) кварцевых жил северо-восточного простирания, с вкрапленностью пирита. Содержание Au 5,0-16,0 г/т
П-4	26	Синицынские жилы (Николае-Святительского прииска)	[148]	П. В расланцованных плагиигранитах две параллельные кварцевые жилы (мощностью 0,18-0,7м) северо-восточного простирания. Сложены обохренным кварцем. Содержание Au 10,0-51,0 г/т
П-4	28	Жилы Лидиепетровского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил северо-западного и северо-восточного простирания мощностью 4-27 см. Содержание Au 5,0-8,0 г/т
П-4	29	Жилы Счастливого прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил северо-западного и северо-восточного простирания мощностью 5-9 см. Сложены серым кварцем с вкрапленностью малахита. Содержание Au в жилах 21,0-52,0 г/т; в зальбандах 10,4 г/т
П-4	30	Жилы Удалого прииска	[148]	П. Кварцевые жилы восточного и северо-восточного простирания мощностью 2,0-36,0 см. Минерализованы пиритом. Содержание Au 31,0-52,0 г/т
П-4	31	Жилы Тихвинского прииска	[148]	П. В гранодиоритах группа кварцевых жил мощностью 4,0-70,0 см северо-западного и северо-восточного простирания. Жилы сложены буровато-серым, в разной мере обохренным кварцем с медной зеленью и синью. Содержание Au 5,0-42,0 г/т
П-4	32	Жилы Титовского прииска	[148]	П. Среди расланцованных выветрелых гранодиоритов группа разноориентированных пересекающихся минерализованных пиритом жил, мощностью 4,0-70,0 см. Содержание Au 8,0-38,0 г/т
П-4	33	Жилы Евгеньевского прииска (восточная часть)	[148]	П. Три параллельные жилы северо-восточного простирания мощностью 4,0-18,0 см. Содержание Au 5,2 г/т
П-4	37	Чертова борода	[148]	П. Группа кварцевых жил в зоне тектонического нарушения северо-западного простирания. Наиболее высокие содержания золота (122-124 г/т) отмечались в рудном «столбе», имевшем длину по простиранию 5,6 м и сложенном сильно трещиноватым и обохренным кварцем с вкрапленностью пирита и галенита. Золото встречалось в виде многочисленных нитевидных образований (длиной несколько сантиметров), цементирующих обломки кварца и фельзит-порфиров дайки. Содержание Au в других кварцевых жилах составляло 5,2-78,0 г/т
П-4	38	Жилы Двух-Николаевского прииска	[148]	П. Группа тонких (9-13 см) кварцевых жил северо-западного простирания на глубине 5,6 м примыкали к более мощной (37-70 см) кварцевой жиле. Содержание Au 5,0-31,0 г/т
П-4	41	Жилы Женево-	[148]	П. Три тонкие (4-9 см) кварцевые жилы широтно-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Антиохиевского прииска		го простирания, залегающие среди выветрелых плагиогранитов. Содержание Au до 10,4 г/т
II-4	42	Жилы Пророко-Моисеевского прииска	[148]	П. Группа тонких (0,1-0,3 м) кварцевых жил северо-восточного и субширотного простирания пересекаются мощной (0,3-2,1 м) кварцевой жилой с гнездами сульфидов. Содержание Au до 5,0 г/т
II-4	44	Каменный лог	[148]	П. Группа сближенных параллельных кварцевых жил западного и северо-западного простирания мощностью 0,1-0,5 м с вкрапленностью галенита. Содержание Au от 5,0 до 52,0 г/т
II-4	46	Северо-Чернореченское	[169]	П. В зоне тектонического нарушения кварцевая жила северо-западного простирания, залегающая среди вулканитов. Содержание Au 30,9 г/т; Ag 94,2 г/т
II-4	47	Чернореченское (проявление 21)	[169]	П. Мощная (1,5-10,0 м) кварцевая жила меридионального простирания, залегающая среди вулканитов основного состава. Содержание Au 8,0-15,2 г/т
II-4	48	Жилы Митрофановского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью 0,1-1,2 м северо-восточного простирания, залегающая в «табашках» и плагиогранитах, с сульфидной минерализацией. Содержание Au 3,0-37,3 г/т; As 5,0-27,0 г/т
II-4	50	Жилы Кнутом стегнутые	[148]	П. В гранитоидах две параллельные жилы северо-северо-восточного простирания с вкрапленностью пирита. Содержание Au 10,0-130,0 г/т
II-4	52	Жилы Александровского прииска	[148]	П. Три кварцевые жилы северо-восточного простирания (мощностью 18-70 см) с сульфидной минерализацией. Содержание Au 3,9-31,0 г/т
II-4	54	Жилы Свято-Тихоновского прииска	[148]	П. В выветрелых рассланцованных породах кварцевые жилы северо-северо-восточного простирания мощностью 0,18-0,27 м. Содержание Au 10,0-31,0 г/т
II-4	55	Жилы Петропавловского прииска	[148]	П. Сульфидно-кварцевые жилы субширотного простирания, мощностью 0,1-1,2 м. Отмечается минерализация пирита и арсенопирита. Содержание Au 3,0-37,2 г/т; As 5,0-27,0%
III-1	7	Нижнеуцелемовское	[151]	П. Расположено в полосе рассланцевания, где приурочено к зонам сульфидной минерализации (пирит, редко халькопирит и блеклые руды) кварц-серицитовых сланцев. В зонах окисления по минерализованным сланцам образуются ноздреватые силицифицированные бурые железняки, в которых содержание Au изменяется от следов до 18,5 г/т; Ag от 0,2 до 217, г/т
III-1	12	Цветкова гора	[151]	П. Расположено в центральной части Аминевского массива, где приурочено к зонам лиственитизации серпентинитов. Выделены три зоны северо-северо-западного простирания (мощностью 1,3-8,0 м) с содержанием Au 1,3-3,0 г/т
III-1	20	Бабайтауское (Кидышское)	[110]	П. В зоне рассланцевания обнаружены бурожелезняковые образования в коренном залегании и в свалах, участок развития которых пространственно совпал с аномалией ВП интенсивного до 4%. Содержание Au в бурых железняках от следов до 2,5 г/т
III-2	3	Скв. 947	[116]	П. Зона сульфидной минерализации в кварц-серицитовых сланцах (С ₁) мощностью 2,0 м. Содержание Au 8,1 и 19,7 г/т
III-2	4	Отрадное	[154]	П. Скважинами вскрыта кора выветривания амфиболитов и серицит-биотит-кварцевых сланцев с обломками бурого железняка и прожилками кварца. Содержание Au от 1,0 до 4,2 г/т
III-2	5	Скв. 5406	[116]	П. В биотит-амфиболовых сланцах краснокаменной толщи многочисленные прожилки с редкой

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				вкрапленностью пирита. Содержание Au от 0,7 до 6,4 г/т
III-2	7	Скв. 4604	[116]	П. В инт. 32,8-116,0 м в выветрелых кварц-серицит-биотитовых сланцах серия субсогласных кварцевых прожилков (мощностью до 5 см) с вкрапленностью пирита. Содержание Au от 0,7 до 5,2 г/т
III-2	12	Западно-Светлинское	[154]	П. В кварц-серицитовых и кварц-серицит-биотитовых метасоматитах прожилки и жилы кварца (мощностью 1,0-40,0 см) с вкрапленностью пирита. Отмечены рудные пересечения мощностью от 1,1 до 11,2 м с содержанием Au от 1,2 до 13,6 г/т.
III-2	13	Скв. 0902	[116]	П. В биотит-амфиболовых сланцах еремкинской толщи вскрыты субсогласные и секущие жилы гранулированного кварца мощностью до 5 см. Содержание Au в кварцевых жилах 0,7-8,5 г/т
III-2	15	Скв. 0502	[77]	П. В корах выветривания кварц-серицитовых и кварц-серицит-биотитовых сланцев среднее содержание Au (для инт. 8,0-105,0 м) составляет 1,2 г/т, а для интервала 46,9-48,0 м (кора выветривания кварц-серицитовых сланцев с вкрапленностью окисленного пирита) достигает 35,7 г/т
III-2	19	Скв. 1130	[77]	П. В коре выветривания полимиктовых песчаников серицитизированных и ожежененных (за счет окисленных сульфидов) содержание Au достигает 6,0 г/т
III-2	21	г. Зайкова	[77]	П. В углисто-глинистых сланцах кварцевые жилы незначительной мощности. В сланцах и зальбандах жил вкрапленность сульфидов. Содержание Au 3,4-4,0 г/т
III-2	27	Метликинское	[48]	П. В инт. 19,0-33,0 м в коре выветривания амфиболитов, биотитовых и ставролит-биотитовых сланцев краснокаменной толщи содержание Au от 0,1 до 4,8 г/т
III-3	17	Канавы 979	[116]	П. Среди рассланцованных пород вскрыта кварцевая жила мощностью 0,15 м, в зальбандах которой отмечалась лимонитизация пород. Содержание Au 3,6 г/т
III-3	22	Скв. 2707	[155]	П. В бесструктурной коре выветривания углистых сланцев содержание Au до 2,2 г/т
III-3	23	Проявление 24	[116]	П. В плотике Еленинской россыпи в коре выветривания, рассланцованных пород кварцевая жила мощностью до 10 см. Содержание Au до 34,3 г/т; Ag 21,7 г/т
III-3	24	Скв. 3-070	[116]	П. В инт. 17,0-72,9 м в коре выветривания сланцев краснокаменной толщи содержится 0,4-2,4 г/т Au
III-3	27	Скв. Г-10506	[116]	П. В скважине в коре выветривания рассланцованных пород содержание Au до 1,6 г/т; в борздовых пробах из плотика Еленинской россыпи содержание Au от 0,4 до 12,5 г/т
III-3	28	Андреевское	[116]	П. В плотике Андреевской россыпи в коре выветривания мигматизированных метаморфических образований отмечались зоны лимонитизации и субсогласные кварцевые прожилки. Содержание Au 5,6 г/т; Ag 319,3 г/т
III-3	29	Скв. 2404	[116]	П. В сильно выветрелых слюдястых кварцито-песчаниках содержание Au 3,4 г/т
III-3	30	Проявление 34	[116]	П. В пробе лимонитизированного кварца из отвалов заброшенной шахты содержание Au достигло 516,4 г/т
III-3	31	Жилы Юльевского прииска	[148]	П. В выветрелых гранитоидах группа кварцевых жил северо-восточного простирания, мощностью 0,18-1,4 м. В кварце вкрапленность сульфидов. Содержание Au до 31,2 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	32	Жилы Мариновского прииска	[148]	П. Кварцевые жилы мощностью 0,18-0,27 м, сложенные обохренным кварцем, содержащим вкрапленность сульфидов. Содержание Au до 20,8 г/т
III-3	36	Жилы Андреевского прииска	[148]	П. В западном экзоконтакте Пластовского гранитоидного массива в известняках группа кварцевых жил меридионального и субширотного простирания, мощностью от нескольких до десятков сантиметров. В кварце и вмещающих известняках отмечались прожилки и вкрапленность галенита. Содержание Au в кварце от 4,0 до 312,0 г/т; в зальбандах жил 5,2-26,0 г/т
III-3	40	Скв. 3-259, 260	[116]	П. В зоне надвига субмеридионального направления в коре выветривания пород краснокаменной толщи содержание Au 0,9-2,8 г/т
III-3	49	Скв. Г-5991	[116]	П. В коре выветривания карбонатно-силикатных пород биргильдинской толщи в зоне их тектонического контакта с мраморами этой же толщи содержание Au 0,8-2,5 г/т
III-3	50	Скв. 1625	[155]	П. В инт. 45,8-51,3 м в полевошпат-биотит-кварцевых слабо рассланцованных породах среднее содержание Au 6,7 г/т (в одной пробе 28,4 г/т)
III-3	53	Жила Михайловского прииска	[148]	П. Кварцевая жила мощностью 10-18 см, залегающая в дайке гранитов, прорывающих мраморы (С ₁). Содержание Au 13,0-20,8 г/т
III-3	57	Жилы Елизаветинского прииска	[148]	П. Многочисленные кварцевые жилы и прожилки северо-восточного простирания, мощностью 0,1-0,35 м, залегающие в гранитах, прорывающих карбонатно-терригенные отложения (С ₁). Содержание Au 2,6-3,9 г/т
III-3	58	Скв. Г-10619	[116]	П. В выветрелых карбонатно-силикатных породах биргильдинской толщи содержание Au 1,0-4,2 г/т
III-3	61	Скв. 1512	[116]	П. В брекчированных породах биргильдинской толщи в инт. 14,1-70,2 м вскрыты минерализованные зоны (мощность 1,0-2,0 м), в которых содержится от 1,2 до 2,8 г/т Au
III-3	63	Скв. 0522	[116]	П. Среди кристаллосланцев еремкинской толщи (инт. 61,0-62,1 м) кварцевая жила, содержание золота в которой достигает 31,3 г/т; во вмещающих породах 1,1 г/т
III-3	65	Скв. 1406	[116]	П. В выветрелых брекчированных карбонатно-силикатных породах в инт. 25,1-45,5 м вскрыта минерализованная зона с содержанием Au 0,8-1,0 г/т с максимальным содержанием 18,9 г/т (инт. 26,1-27,1 м)
III-3	68	Скв. 3-86	[116]	П. В выветрелых карбонатно-силикатных породах биргильдинской толщи в зоне контакта с мраморами этой же толщи содержание Au 0,7-2,4 г/т
III-3	69	Скв. 0513	[116]	П. В биотит-кварцевых сланцах биргильдинской толщи в инт. 82,1-83,3 и 87,8-97,3 м вскрыты минерализованные зоны с содержанием Au 1,0 и 2,8 г/т
III-3	78	Скв. 3-76	[116]	П. В коре выветривания сланцев еремкинской толщи. В инт. 27,7-28,0 м элювий кварцевой жилы, где содержание Au достигает 20,8 г/т
III-3	79	Скв. 1003	[116]	П. В выветрелых карбонатно-силикатных породах биргильдинской толщи (инт. 38,6-40,0 м) содержание Au 2,8 г/т
III-3	83	Скв. 11005	[116]	П. В коре выветривания сланцев еремкинской толщи содержание Au от 0,7 до 5,1 г/т
III-4	5	Жилы Петропавловского прииска	[148]	П. В выветрелых гранитоидах группа кварцевых жил юго-восточного простирания, мощностью 0,35-0,70 м, сложенные обохренным кварцем. Содержание Au до 5,2 г/т
III-4	7	Жилы Алексеевского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил юго-восточного простирания, мощностью до 0,7 м. Содержание Au до 5,0

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				г/т
III-4	8	Жилы Анастасьинского прииска	[148]	П. Две жилы мощностью 0,6-1,2 м, сложенные обохренным кварцем. Содержание Au 7,8-15,6 г/т
III-4	9	Жилы Федоровского прииска	[148]	П. Жилы мощностью 0,4-0,6 м сложенные обохренным кварцем с гнездами окисленных сульфидов. Содержание Au 2,6-20,0 г/т
III-4	10	Жилы Казанского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил юго-восточного простирания мощностью 0,35-0,70 м. Содержание Au до 5,2 г/т
III-4	11	Жилы Иоанно-Богословского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью 0,4-1,0 м с кустовым распределением золота. Содержание Au 10,4-15,6 г/т
III-4	15	Жилы Григорьевского прииска	[148]	П. В плагиогранитах группа кварцевых жил юго-восточного и северо-восточного простирания, мощностью 0,1-1,4 м. Содержание Au 5,2-32,0 г/т
III-4	16	Жилы Никольского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью 0,17-2,0 м в серицитовых сланцах. Содержание Au 1,3-10,4 г/т
III-4	21	Жилы Ермолаевского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью до 1,3 м. Содержание Au до 6,4 г/т
III-4	23	Жилы Вновь-Михайловского прииска	[148]	П. В зеленых сланцах кварцевая жила со средним содержанием Au 11,3 г/т
III-4	25	Жилы Снежного прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил широтного и северо-северо-западного простирания. В кварце вкрапленность пирита, галенита, халькопирита. Содержание Au 10,2 г/т
III-4	29	Жилы Захарие-Елизаветинского прииска	[148]	П. В гранитоидах группа маломощных (0,10-0,18 м) кварцевых жил северо-восточного и северо-западного простирания. Содержание Au 15,6-20,3 г/т
III-4	30	Жилы Иверского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил северо-западного простирания, мощностью 0,18-2,1 м. В кварце вкрапленность арсенопирита. Содержание Au 26,0-31,0 г/т
III-4	32	Жилы Борисо-Глебского прииска	[148]	П. Серия кварцевых жил северо-западного и северо-восточного простирания. Мощностью 0,18-1,7 м. Содержание Au от 5,2 до 78,0 г/т
III-4	35	Жилы Милого прииска	[148]	П. В выветрелых сланцах группа кварцевых тел северо-восточного простирания с кустовым распределением золота, содержание которого колеблется от 1,5 до 15,6 г/т
III-4	36	Жилы Преображенского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил мощностью 0,5-1,2 м. В кварце отмечалось видимое золото. Содержание Au 5,6-26,0 г/т
III-4	38	Скв. У-42	[169]	ПМ. В рассланцованных порфировых андезитах разноориентированные и маломощные кварцевые прожилки и прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита. Содержание Au 1,4 г/т
III-4	39	Скв. 57	[169]	ПМ. В зоне тектонического нарушения в рассланцованных и березитизированных породах вкрапленность пирита. Содержание Au 2,7 г/т
III-4	41	Скв. 58	[169]	ПМ. В рассланцованных и превращенных в кварцсерицитовые метасоматиты вулканогенных породах вкрапленность сульфидов. Содержание Au 0,4-5,6 г/т
III-4	43	Северо-Кособродское	[167]	П. Серия кварцевых жил субмеридионального и северо-восточного простирания, мощностью до 0,7 м. Сложены белым полупрозрачным кварцем с вкрапленностью пирита. Содержание Au до 10,6 г/т; Ag 2,4 г/т
III-4	46	Саввовское	[167]	П. В зоне тектонических нарушений группа кварцевых жил субмеридионального простирания, мощностью 0,35-1,5 м. Минерализация в жилах и вмещающих породах представлена пиритом. Содержание Au в жилах до 12,5 г/т; во вмещаю-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				щих породах 21,0-26,0 г/т
III-4	48	Казанско-Богородицкое	[167]	П. В зоне расщеливания и серицитизации порфировых андезитов кварцевая жила северо-восточного простирания, мощностью 0,35-0,7 м. Содержание Au 1,3-2,0, г/т, в отдельных пробах до 270,0 г/т
III-4	50	Восточно-Кособродское	[169]	П. В кварц-серицитовых метасоматитах по кварцевым порфирам густая вкрапленность пирита. Содержание Au 4,0-8,2 г/т
III-4	51	Кособродское (южное)	[148]	П. В зоне тектонического нарушения северо-восточного простирания среди расщелированных порфировых дацитов слой кварц-гематит-базитовой брекчии (мощностью 1,0-3,0 м). Содержание Au 2,2 г/т; Ag 33,0 г/т
III-4	52	Портнягинское	[167]	П. Серия кварцевых жил в гранитоидах Кособродского массива и вмещающих их вулканогенных образований. Простирание жил северо-восточное и северо-западное, мощность 0,3-1,0 м, среднее содержание Au от 1,0 до 8,8 г/т
III-4	54	Кособродский (южный)-II	[148]	ПМ. В пятнистой гематитизированной кремнистой породе содержалось 1,0 г/т Au и 166,8 г/т Ag
III-4	57	Санаторское	[169]	П. В зоне западного контакта Кособродского массива гранитоидов в расщелированных и серицитизированных кварцевых порфирах сближенные кварцевые жилы с вкрапленностью пирита. Содержание Au 5,4 г/т; Ag 25,0 г/т
IV-1	3	Кидышское	[46]	П. В зоне контакта осадочных образований (С ₁) и серпентинитов штокверк кварцевых жил и прожилков с вкрапленностью сульфидов и примазками медной зелени. Содержание Au до 3,4 г/т
IV-1	13	Ежовое	[148]	П. В кварц-серицитовых кремнистых и графитистых сланцах группа кварцевых жил, содержащих 1,5-2,0 г/т Au
IV-3	3	Жилы Ольгинского прииска	[148]	П. Кварцевая жила северо-восточного простирания, мощностью около 1,0 м с вкрапленностью видимого золота, содержание которого в жиле 0,4-2,6 г/т
IV-3	5	Скв. 1760	[47]	ПМ. В инт. 85,0-92,0 м в плагиомигматитах отмечена сульфидная минерализация. Содержание Au 0,4-1,1 г/т
IV-3	24	Скв. 1621, 1622, 1623	[47]	ПМ. В коре выветривания силикатно-карбонатных пород биргильдинской толщи содержится 1,1-1,2 г/т Au
IV-3	26	Скв. 1780	[47]	П. В силикатно-карбонатных породах биргильдинской толщи с убогой сульфидной минерализацией содержание Au достигает 3,6 г/т
IV-4	3	Жилы Архангельского прииска	[148]	П. В гранитах две кварцевые жилы северо-восточного простирания, мощностью до 0,7 м. Содержание Au 3,9-5,0 г/т
IV-4	4	Жилы Пророко-Ильинского прииска	[63]	П. Среди гранитоидов две кварцевые жилы мощностью 0,3-0,9 м, с содержанием Au от 3,0 до 12,6 г/т
IV-4	5	Жилы Охотничьего прииска	[63]	П. В плагиогранитах Кособродского массива группа кварцевых жил северо-восточного простирания, мощностью 0,2-0,6 м. Содержание Au 5,2-9,0 г/т
IV-4	7	Жилы Марфинского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил северо-восточного простирания, мощностью до 0,35 м. Содержание Au до 5,0 г/т
IV-4	8	Жилы Анно-Ивановского прииска	[63]	П. В гранитоидах Кособродского массива две кварцевые жилы северо-восточного простирания, мощностью 0,35-1,0 м. Содержание Au 0,3-6,6 г/т
IV-4	10	Жилы Козьмо-Демьяновского прииска	[148]	П. В гранитоидах кварцевая жила мощностью 0,5 м. Содержание Au 3,9 г/т
IV-4	11	Жилы Ольгинского прииска	[63]	П. В гранитоидах группа кварцевых жил северо-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		ка		восточного и северо-западного простирания, мощностью 0,15-0,35 м и многочисленные прожилки кварца. Содержание Au 0,5-9,0 г/т
IV-4	13	Жилы Антоновского прииска	[148]	П. Группа кварцевых жил широтного простирания, мощностью 0,35-0,70 м. Содержание Au 5,0-8,0 г/т
IV-4	14	Жилы Николае-Святительского прииска	[148]	П. Четыре кварцевые жилы северо-восточного простирания, мощностью до 0,35 м. Содержание Au до 5,0 г/т
IV-4	18	Чабанское	[169]	П. В зоне пересечения тектонических нарушений северо-западного и субмеридионального направлений вулканы расланцованы и превращены в турмалин-серицитовые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов. Содержание Au до 25,8 г/т; Ag 21,4 г/т
IV-4	21	Скв. У-3	[169]	П. В инт. 275,9-278,0 м отмечены маломощные (0,5-6,0 см) прожилки кварца, секущие углистые серицит-кварц-полевошпатовые сланцы. В кварце и сланцах отмечена редкая вкрапленность пирита. Содержание Au 3,0 г/т
IV-4	22	Восточно-Каменское	[169]	П. Штокверк тонких (0,5-5,0 см) кварцевых прожилков северо-западного простирания с вкрапленностью сульфидов. Среди них мощная (2,0-3,0 м) жила субмеридионального простирания. В пробах из отвалов содержание Au 10,2-104,0 г/т
IV-4	25	Скв. У-31	[169]	ПМ. В кварц-хлорит-серицитовых сланцах с редкой вкрапленностью окисленного пирита содержится до 1,6 г/т Au
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-1	20	Лапинский	[162]	ПМ. В коре выветривания углистых сланцев содержание урана достигает 0,02%
I-3	1	Поповское	[162]	П. В зоне тектонического нарушения в щебнистой коре выветривания гранитов радиоактивность пород достигает 1400 мкР/ч, содержание урана 0,10-0,15%
I-3	20	Верхне-Чуксинский	[162]	ПМ. В пегматоидных гранитах радиоактивность достигает 130 мкР/ч, содержание урана 0,011%
I-3	21	Смирновский	[162]	ПМ. В всячем боку дайки пегматоидных гранитов вкрапленность сульфидов и уранинита. Содержание урана 0,03-0,04%
I-3	25	Болотный	[162]	ПМ. В дайке пегматоидных гранитов радиоактивная аномалия интенсивностью до 200 мкР/ч. Содержание урана до 0,039%
I-4	5	Восточно-Коелгинский	[162]	ПМ. В зоне тектонического нарушения в брекчированных мраморах радиоактивность пород 85 мкР/ч, содержание урана 0,02%
I-4	26	Чампаловский	[162]	ПМ. В Чуксинской депрессии в сероцветных лигнитоносных песчано-глинистых отложениях, содержание урана 0,01-0,03%
I-4	30	Чуксинский	[162]	ПМ. В пегматоидных гранитах и их коре выветривания содержание урана 0,02-0,03%
II-1	27	Беловский	[162]	ПМ. В ожелезненных тальковых сланцах с гнездами бурового железняка содержание урана до 0,01%
II-3	8	Березовое	[162]	П. В дайке пегматоидных гранитов отмечена вкрапленность уранинита и содержание урана 0,015%. В зоне выветривания гранитов отмечались гидроокислы железа с содержанием урана 0,05-0,07%
II-3	9	Водозаборное	[162]	П. В восточном экзоконтакте Варламовского массива в коре выветривания содержание урана достигает 0,092%
II-3	13	Пункт минерализации Э-5	[162]	ПМ. В пегматоидных гранитах рассеянная вкрапленность уранинита, содержание урана 0,013%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	17	Кабанское	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Варламовского массива в дайке пегматоидного гранита линзовидные рудные тела мощностью 0,3-3,0 м с вкрапленностью уранинита и содержанием урана от 0,02 до 0,14%
II-3	20	Журавлиное	[162]	П. В небольшой депрессии в переотложенной коре выветривания гнейсов и лигнитовых черных глинах выделены две небольшие линзы с содержанием урана 0,03-0,07%
II-3	21	Кирпичное	[162]	П. В зоне юго-восточного экзоконтакта Варламовского массива в зоне тектонического нарушения развиты дайки пегматоидных гранитов минерализованных сульфидами с вкрапленностью уранинита, торбернита и урановой черни. Содержанием урана от 0,01 до 0,13%
II-4	4	Чуксинское-II	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Варламовского массива в гидрослюдисто-монтмориллонитовой коре выветривания гнейсов и пегматоидных гранитов выделены две небольшие рудные залежи мощностью 0,8-3,2 м с содержанием урана 0,01-0,063%
II-4	10	Восточное	[162]	П. В гидрослюдистых корах выветривания гнейсов выделены небольшие рудные тела мощностью 1,0-2,5 м с содержанием урана до 0,10%
II-4	39	Шх. XV лет Октября	[162]	П. В зоне субмеридионального Октябрьского разлома урановая минерализация в кварцевых золотоносных жилах (до 0,04%) и в «табашках» (до 0,016%)
II-4	45	Шх. им. Карла Маркса	[162]	П. Небольшое (30x40 см) гнездовое скопление вкрапленности уранинита, пирита и халькопирита в серицитизированных плагиогранитах. Содержанием урана до 0,12%
II-4	57	Зеленое	[162]	П. В юго-восточной части Кочкарского рудного поля в пределах жилы Зеленой. Урановое оруденение локализуется в тектоническом нарушении в месте пересечения им жил. Здесь отмечено гнездовое выделение опаловидного кварца с сульфидами и урановой смолкой, где содержание урана достигло 0,23%
II-4	58	Октябрьский	[162]	ПМ. В южной части Кочкарского рудного поля в зоне субмеридионального Октябрьского разлома, секущего и смещающего кварцевые рудные жилы и «табашки». В зоне брекчий отмечены гнездовые выделения урановой смолки. Содержание урана до 0,03%
II-4	59	Трифоновское	[162]	П. Зона «табашек» в плагиогранитах, в контактах которых проходят зоны тектонических нарушений и локализованы золотоносные кварцевые жилы. Вкрапленность уранинита и сульфидов развита как в кварцевых жилах, так и в измененных табашках. Содержание урана от 0,01 до 0,22%
III-3	3	Каменский	[162]	ПМ. В западном экзоконтакте Борисовского массива в зоне субмеридионального тектонического нарушения аномалии радиоактивности интенсивностью 130-150 мкР/ч. Минерализация представлена урановыми чернями в ассоциации с окисленными сульфидами. Содержание урана 0,01-0,015%
III-3	13	Борисовское-II	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Борисовского массива в коре выветривания развита урановая минерализация, представленная урановыми чернями. Содержание урана 0,03-0,10%
III-3	18	Андреевский	[162]	ПМ. В отвале заброшенной шахты в пробе полуокисленной полиметаллической руды содержание урана до 0,012%
III-3	19	Борисовское Восточное	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Борисовского

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				массива в основании разреза гидрослюдистой коры выветривания и в сидеритах отмечена урановая минерализация (урановые черни). Содержание урана 0,03-0,10%
III-3	33	Санарский-I	[79]	ПМ. Приурочен к зоне тектонического нарушения, где представлен вкрапленностью уранинита и сульфидов. Содержание урана до 0,02%
III-3	39	Ленинское	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Борисовского массива в образованиях вмещающей еремкинской толщи, прорванной дайками гранитов и пегматоидных гранитов. Урановое оруденение локализовано в брекчированных и сильно ожелезненных пегматоидных гранитах в виде вкрапленности уранинита. Содержание урана 0,03-0,10%
III-3	44	Санарский-II	[79]	ПМ. В зоне северо-восточного экзоконтакта Санарского гранитного массива в зоне тектонического нарушения в брекчированных и измененных мелкозернистых гранитах вкрапленность сульфидов и уранинита. Содержание урана 0,02%
III-3	54	Кордонный	[162]	ПМ. В зоне контакта известняков и известково-углистых сланцев с гнейсосланцевой толщей в коре выветривания известково-углистых сланцев вскрыты рудные тела мощностью до 2,0 м. Содержание урана 0,02-0,03%
III-3	64	Скв. 285	[79]	ПМ. В зоне контакта мраморов и биотитовых гнейсов в дайке пегматитов аномалия радиоактивности до 90 мкР/ч, обусловленная вкрапленностью урановой черни. Содержание урана 0,0113%
III-3	70	Верхне-Санарское	[162]	П. В зоне северо-восточного экзоконтакта Санарского гранитного массива. Оруденение представлено микропрожилками сульфидов с уранинитом в измененных гранитоидах и вкрапленностью уранинита в дайках пегматоидных гранитов. Содержание урана до 0,05%
III-3	71	Запрудное	[162]	П. В субширотной дайке катаклазированных, окварцованных и серицитизированных пегматоидных гранитов вкрапленность сульфидов и уранинита. Содержание урана 0,04-0,139%. На вмещающих породах и дайках гранитоидов развита монтмориллонито-гидрослюдистая кора выветривания, с которой также связано урановое оруденение. Более высокие содержания (до 0,10%) урана отмечались вблизи даек пегматоидных гранитов
III-3	72	Скв. 314	[79]	ПМ. В коре выветривания углистых мраморов, содержащих сульфидную минерализацию, содержание урана достигает 0,0168%
III-3	76	Покровское	[162]	П. В зоне тектонического контакта гранитов и мраморов в измененных выветрелых гранитов развита урановая минерализация (урановая чернь), где содержится 0,054-0,098% урана. Здесь же в карстовых провалах выполненных сероцветными лигнитовыми глинами, содержащими обломки бурого железняка и свинцово-цинковых руд содержится 0,01-0,04% урана
III-3	84	Пьянковский Северный	[162]	ПМ. В зоне восточного экзоконтакта Санарского гранитного массива. Граниты и вмещающие породы катаклазированы, окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы с вкрапленностью и прожилками сульфидов и уранинита. Содержание урана 0,01-0,03%
III-4	2	Козловское	[162]	П. В южной части Кочкарского рудного поля в месте сопряжения субмеридионального и Трифоновского разломов образован крутопадающий столб, представляющий собой брекчии, в которых обломки руд золото-мышьякового оруденения сцементированы агрегатом, образованным квар-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				цем, колломорфным пиритом и марказитом с урановой смолкой. Содержание урана в этих рудах достигает 0,8% (при средних содержаниях 0,2-0,3%)
IV-2	13	Степнинское	[162]	П. В зоне тектонического нарушения, представленной брекчиями углисто-кремнистых и кварцево-слодистых сланцев, кварцитов и мраморов, выделено 5 рудных тел длиной 50-120 м и мощностью 10-20 м. Содержание урана в них 0,01-0,034%. В 1,0 км южнее в этой же тектонической зоне в коре выветривания содержание урана 0,01-0,035%
IV-3	1	Проявление 46	[79]	П. В зоне экзоконтакта Санарского гранитного массива, сложенной биотитовыми гнейсами с многочисленными зонами рассланцевания и дайками гранитов, аплитов и пегматитов. Урановое оруденение представлено вкрапленностью уранинита в пегматитах и сильно измененных вмещающих породах. Содержание урана 0,01-0,05%
IV-3	7	Каменно-Санарский	[162]	ПМ. Расположен в пределах одноименной депрессии, где урановое оруденение локализуется в горизонте сероцветных лигнитоносных песчано-глинистых отложений, где выделено несколько рудных тел. Содержание урана 0,015-0,02%
IV-3	12	Пьянковское Южное	[162]	П. В образованиях гнейсосланцевого комплекса многочисленные дайки аляскитов, пегматоидных гранитов и прожилки опаловидного кварца с вкрапленностью сульфидов и урановой смолки. Содержание урана 0,08%
IV-3	15	Заречное	[162]	П. В зоне восточного экзоконтакта Санарского массива в гнейсосланцах над тектоническим нарушением - кора выветривания мощностью свыше 60 м. Выделено крутопадающее рудное тело мощностью 5-10 м с содержанием урана 0,03-0,06%
IV-3	16	Пьянковское-II	[162]	П. В корах выветривания гнейсосланцевых образований и, прорывающих их, даек гранитоидов развита сульфидная минерализация с урановыми чернями. Выделено несколько рудных тел длиной 400-800 м, шириной 75-125 м, мощностью 1,0-1,5 м. Среднее содержание урана 0,050-0,086%
IV-3	19	Крестовоздвиженское	[47]	П. В мраморах биргильдинской толщи (скв. 1763 и 1768) выделено 6 и 3 интервала мощностью от 0,4 до 6,6 м с радиоактивностью интенсивностью от 103 до 473 мкР/ч. Аномальные интервалы представлены мраморами с обильной минерализацией сульфидов и уранинита. Содержание урана от 0,0126 до 0,130%
IV-3	21	Благодатское	[79]	П. Связано с реликтами древней депрессии представленной системой небольших «карманов» длиной до 600 м, шириной до 50 м. Они заполнены переотложенной корой выветривания гнейсов и сероцветными лигнитоносными песчано-глинистыми отложениями. В рыхлых осадках выделены рудные тела мощностью до 6 м со средним содержанием урана 0,06% (максимальное до 0,2%)
IV-3	28	Скв. 40	[79]	ПМ. В коре выветривания пегматитов (в инт. 19,5-38,4 м) выявлена радиометрическая аномалия интенсивностью 30-64 мкР/ч. Содержание урана в этом интервале 0,008-0,013%
IV-3	29	Приразломное	[162]	П. В зоне Степнинского разлома в дайках аплитовидных гранитов отмечалась вкрапленность магнетита, пирита, молибденита и уранинита. Выделены рудные тела гнездообразной и линзовидной формы (мощностью 0,5-3,0 м) с содержанием

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				урана 0,01-0,06%
IV-3	30	Северо-Стрелецкое	[162]	П. В южном экзоконтакте Санарского массива в зоне субмеридионального тектонического нарушения породы гнейсосланцевого комплекса брекчированы, рассланцованы, альбитизированы, серицитизированы и карбонатизированы. Минерализация (урановые черни, уранинит, молибденит) приурочена к зонам альбитизации и серицитизации. Содержание урана 0,01-0,05%
IV-3	31	Июльское	[79]	П. В зоне тектонического нарушения северо-западного простирания, пересекающего зону Степнинского глубинного разлома, вмещающие породы прорваны дайками аляскитов и гранит-порфиров, серицитизированы и карбонатизированы. Урановая минерализация представлена урановыми чернями и сульфидно-настурановыми образованиями. Мощность оруденелой зоны 1,5 м, содержание урана до 0,12%
IV-3	33	Стрелецкое-II	[162]	П. Расположено в пределах депрессии приуроченной к контакту известняков с гнейсами и гранитами. Депрессия выполнена переотложенной корой выветривания и пестроцветными глинами с горизонтом бурожелезняковых валунчатых образований. Урановое оруденение отмечено во всех отложениях выполняющих депрессию. Содержание урана 0,01-0,03%
IV-3	35	Стрелецкое	[162]	П. В зоне пересечения тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений установлена радиоактивная аномалия с интенсивностью 670 мкР/ч, приуроченная к выветрелым биотитовым гнейсам. Урановая минерализация представлена уранинитом и урановой чернью. Выделено рудное тело мощностью 21,5 м, содержащее 0,012-0,205% урана
IV-3	38	Чернореченский	[162]	ПМ. В зоне контакта дайки плагиогранитов с известковистыми конгломератами наблюдается интенсивный катаклаз и гидротермальные изменения пород. В хлоритизированных гранитоидах установлена аномалия радиоактивности интенсивностью до 150 мкР/ч, где содержание урана достигает 0,017%
IV-3	40	Скв. 203	[79]	ПМ. В зоне пересечения тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простираний в скв. 203 (инт. 34,0-38,0 м) установлена радиоактивная аномалия интенсивностью 60-300 мкР/ч. Она приурочена к темно-серым глинкам трения с вкрапленностью сульфидов. Содержание урана в этом интервале 0,002-0,0219%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>				
I-1	3	Без названия	[113]	П. Группа кварцевых жил протяженностью 50-200 м и мощностью 0,3-0,7 м, сложенные светло-серым гранулированным кварцем
II-3	11	Демаринское	[84]	П. Три развала глыб и обломков кварца и кварцитов, среди которых отмечены полуокатанные обломки кристаллов прозрачного горного хрусталя размером до 7х3х4 см
II-3	40	Еремкинское	[84]	П. Выделено кварцево-жильное поле (около 10 км ²), где установлено свыше 100 кварцевых жил. В пределах поля отмечено три элювиальных развала обломков кварца с обломками кристаллов горного хрусталя прозрачного, чистого размером до 5х7х9 см
II-4	1	Обн. 1010	[84]	ПМ. В плагиогранитах Коелгинского массива

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				кварцевая жила мощностью 0,5 м, сложенная молочно-белым и светло-серым крупнокристаллическим кварцем. В развале обнаружен обломок кристалла прозрачного горного хрусталя размером 3x3x5 см
II-4	3	Обн. 148	[84]	П. Меридиональная кварцевая жила (мощностью около 5,0 м) сложенная молочно-белым крупно- и гигантозернистым кварцем. В жиле отмечается большое количество пустот размером до 1,0x0,5x0,2 м, стенки которых покрыты друзами мелких кристаллов прозрачного горного хрусталя до 3x3 см в поперечнике
II-4	6	Обн. 705	[84]	П. Среди плагиигранитов Коелгинского массива кварцевая жила (мощностью около 1,0 м) сложенная молочно-белым полупрозрачным крупнокристаллическим кварцем. В пустотах в жиле отмечались «головки» кристаллов прозрачного горного хрусталя размером до 2x3x5 см
II-4	20	Обн. 798	[84]	П. В плагиигранитах Пластовского массива три кварцевые жилы (мощностью до 1,0 м) сложенные молочно-белым крупнокристаллическим кварцем. В жилах многочисленные пустоты, в которых отмечены мутные, трещиноватые кристаллы кварца размером 10x5x5 см и мелкие (3x1x1 см) прозрачные иногда слабо дымчатые кристаллы горного хрусталя
III-2	11	Пункт минерализации 28	[146]	ПМ. На площади развития кордиерит- и ставролитсодержащих сланцев в зонах интенсивной серицитизации и окварцевания группа кварцевых жил мощностью 0,5-8,0 м с признаками хрусталенности
IV-1	6	Жила №1	[46]	П. Кварцевая жила линзовидной формы северо-восточного простирания мощностью 0,6 м залегает среди порфировых базальтов шеметовской толщи. Жила сложена крупнозернистым молочно-белым трещиноватым кварцем. Из гнезда в северо-восточном окончании жилы извлечено 30 прозрачных и полупрозрачных кристаллов горного хрусталя размером до 5x10 см
IV-1	8	Жила №6	[46]	П. Среди порфировых базальтов шеметовской толщи вскрыта кварцевая жила субширотного простирания с вертикальным падением. Сложена крупнозернистым молочно-белым кварцем. На глубине 1,8 м канавой вскрыто гнездо (размером 25x16 см), содержащее короткопризматические полупрозрачные кристаллы размером 12x10,5 см
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Кварц стекольный</i>				
I-3	8	Восточное	[116]	П. Две крупные сближенные кварцевые жилы мощностью 14 и 5 м, сложенные молочно-белым чистым кварцем, - отмечены лишь редкие листочки мусковита. Испытания показали пригодность сырья для варки кварцевого стекла
I-3	14	Шабунинское	[116]	П. В плагииосланцах еремкинской толщи две сближенные кварцевые жилы мощностью 10 и 25-30 м. Кварц в жилах чистый молочно-белый сильно трещиноватый
<i>Маршаллит</i>				
III-1	21	Обн. 3616	[151]	П. Под почвенным слоем вскрыта белая мучнистая порода (маршаллит) с обломками кварцита, содержащая 96,45% SiO ₂
<i>Полевой шпат</i>				
III-3	7	Светлинское	[99]	П. В западном экзоконтакте Борисовского массива среди образований еремкинской толщи установлено 48 тел пегматит-аплитов и аплитовидных

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				гранитов. На жильных и вмещающих породах развита мощная кора выветривания. В керамической промышленности после обогащения могут использоваться образования глинисто-дресвяного горизонта, мощность которых достигает 10 м
<i>Каолин</i>				
II-3	2	Скв. 1	[116]	П. В пределах Кочкарской-I эрозионно-структурной депрессии вскрыты пестроцветные и светло-серые алевритистые глины наурзумской свиты. Светло-серые гидрослюдисто-каолиновые глины содержат 27,70-33,91% Al_2O_3 и обладают огнеупорностью 1710-1730°C
II-3	27	Скв. Г-192	[116]	П. В инт. 9,0-49,0 м вскрыта белая гидрослюдисто-каолиновая кора выветривания, содержащая до 36,9% Al_2O_3 . Огнеупорность 1730°C
II-3	34	Летние хутора	[116]	П. На площади развития мраморов биргильдинской толщи развита глинистая кора выветривания даек гранитов, содержащая 33,48-34,51% Al_2O_3
II-3	44	Скв. С-111	[116]	П. В светло-серых, желтоватых и розоватых гидрослюдисто-каолиновых глинах наурзумской свиты, содержится 30,35-34,58% Al_2O_3 . Огнеупорность их 1690-1730°C
III-3	26	Скв. Г-7037	[116]	П. В пределах Кочкарской-II эрозионно-структурной депрессии вскрыты светло-серые гидрослюдисто-каолиновые глины наурзумской свиты, содержащие 31,23% Al_2O_3 . Огнеупорность глин 1660°C
III-3	38	Скв. 6602	[116]	П. Светлые гидрослюдисто-каолиновые глины наурзумской свиты пригодные для производства пластмассовых, резинотехнических и шамотных изделий, искусственной кожи и тканей. Содержание Al_2O_3 33,83-35,00%, огнеупорность 1730°C
III-3	55	Скв. 296	[79]	П. В инт. 2,5-36,5 м вскрыты светлые, местами пятнистые глины наурзумской свиты, содержащие 21,41% Al_2O_3 . Огнеупорность глин 1680°C. Могут служить сырьем для производства керамических изделий
III-3	59	Скв. 295	[79]	П. В инт. 11,7-19,0 м вскрыта белая каолиновая глина наурзумской свиты с незначительным количеством примесей. Характеризуется хорошей пластичностью, легко формируется и сохраняет форму при сушке. Содержание Al_2O_3 27,46%, огнеупорность 1720°C
III-3	67	Скв. 9302	[116]	П. На площади Кочкарской-II эрозионно-структурной депрессии вскрыты светлые гидрослюдисто-каолиновые глины наурзумской свиты, содержащие 35,31% Al_2O_3 . Огнеупорность 1660°C
III-3	81	Скв. Г-84	[116]	П. Вскрыты белые гидрослюдисто-каолиновые глины наурзумской свиты с содержанием Al_2O_3 29,78% и огнеупорностью 1710°C пригодные для производства резинотехнических и шамотных изделий, искусственных тканей и кож
III-3	82	Скв. Г-81	[116]	П. На площади развития карбонатно-силикатных образований биргильдинской толщи вскрыта гидрослюдисто-каолиновая кора выветривания, белая, розоватая и розовато-малиновая. Содержание Al_2O_3 32,84%, огнеупорность 1710°C
Абразивные материалы				
<i>Наждак</i>				
I-2	4	Булатовское	[151]	П. Развалы (10x15 м) мелких обломков наждака в зоне эндоконтакта Большаковского габброидного массива. Наждаки содержат: корунд (25%), шпинель (50%), магнетит (20%), ильменит (3%), диаспор (1%). Содержание Al_2O_3 49,59%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
II-1	17	Масловский	[151]	ПМ. В небольшом теле серпентинитов маломощные ветвящиеся прожилки асбеста низкого качества
II-1	25	Беловский	[151]	ПМ. В серпентинитах тонкие (3-4 см) прожилки хризотил-асбеста низкого качества
III-1	6	Аминевский	[151]	ПМ. В серпентинитах маломощные ветвящиеся прожилки поперечно-волокнистого асбеста низкого качества
III-1	19	Долинское	[110]	П. Скважиной вскрыта кора выветривания серпентинитов с сохранившимися волокнами хризотил-асбеста, количество которых достигает 50-60%
III-3	21	Ш. 134	[116]	ПМ. Тонкие (5-8 см) прожилки амфибол-асбеста в оталькованных серпентинитах. Качество низкое
III-3	35	Ш. 260	[79]	ПМ. В рассланцованных измененных серпентинитах тонкий (до 5 см) прожилок волокнистого актинолит-асбеста плохого качества. Длина волокон до 10 см
III-3	52	Пункт минерализации 33	[79]	ПМ. Среди измененных серпентинитов ветвящийся прожилок (мощностью до 10 см) продольно-волокнистого актинолит-асбеста низкого качества
III-3	62	Участок 18	[79]	ПМ. В окремненных тальк-карбонатных породах тела сплошных и вкрапленных руд неправильной формы, сложенных игольчатыми, волокнистыми и звездчатыми агрегатами антофиллит-асбеста. Отмечены редкие прожилки (мощностью 5-8 см) путанно-волокнистого асбеста. Качество низкое
<i>Мусковит</i>				
I-1	7	Ларинское	[151]	П. В зоне северо-восточного экзоконтакта Ларинского гранитного массива выявлено 22 пегматитовые жилы широтного и косоширотного направлений. Гнездовое ослюдение установлено в 9 жилах, где приурочено к границе пегматитовой зоны с кварцевым ядром. Мусковит пластинчатой формы с размером пластин 12х13 см
<i>Тальк</i>				
I-3	2	Александровский	[116]	ПМ. В контактовых зонах небольшого (500х100 м) тела серпентинитов маломощные (1-2 м) зонки оталькованных пород
I-3	18	Восточно-Кукушкинский	[116]	ПМ. В эндоконтактных зонах небольших тел серпентинитов маломощные (1-2 м) тела тальковых сланцев
I-3	22	Южно-Кукушкинский	[116]	ПМ. В эндоконтактной зоне небольшого тела серпентинитов меридионального простирания, маломощные (1-3 м) тела тальковых сланцев
II-1	12	Верхнеусцелемовский	[151]	ПМ. В контактовых зонах малых тел серпентинитов маломощные линзы оталькованных пород
II-4	5	Проявление 47	[84]	П. В эндоконтактных зонах серпентинитовых тел развиты карбонат-тальковые, хлорит-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые породы, содержащие маломощные (2-5 м) линзовидные тела тальковых сланцев
II-4	9	Проявление 51	[84]	П. Среди карбонат-тальковых пород, развитых в эндоконтактных зонах серпентинитовых тел, отмечены небольшие линзы тальковых пород
II-4	15	Проявление 58	[84]	П. В зонах эндоконтактов небольших серпентинитовых тел среди карбонат-тальковых пород отмечены небольшие (1-5 м) линзы тальковых сланцев
III-1	11	Вишневский	[151]	ПМ. В зоне восточного эндоконтакта Аминевского массива серпентинитов развиты мелкие тела тальк-карбонатных и тальк-хлорит-карбонатных пород
III-2	16	Светлинское	[146]	П. Скважиной 7 (37,3-44,0 м) вскрыта зона контакта небольшого тела серпентинитов, представ-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ленная зеленовато-серыми тальковыми сланцами, содержащими: SiO ₂ 58,41%; MgO 31,33%
III-2	25	Магадеевское	[146]	П. В зоне контакта небольшого тела серпентинитов горными выработками вскрыты зеленовато-серые тальковые сланцы
<i>Графит</i>				
II-1	3	Масловский	[151]	ПМ. В углисто-глинистых сланцах две небольшие (мощностью 0,5 и 1,4 м) линзы графитизированных пород протяженностью 100 м. Содержание графита 0,39-0,46%
II-1	23	Беловский	[151]	ПМ. В углисто-кремнистых сланцах отмечены два маломощных (до 2,0 м) прослоя порошкообразных руд протяженностью свыше 250 м. Содержание графита 1,0-1,5%
<i>Магnezит</i>				
III-1	16	Аминевский	[151]	ПМ. В зоне контакта серпентинитов и мраморов развиты магнезиально-карбонатные породы, содержащие 29,0-33,0% MgO и 30,0-35,0% SiO ₂
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмазы</i>				
III-3	16	Викторовский прииск	[116]	ПМ. При промывке золотоносной россыпи в долине р. Каменки (Викторовский прииск) обнаружен обломок кристалла бесцветного алмаза размером 5,5x3,5x2,25 мм, весом 2/3 карата
III-4	49	Обн. 3672	[47]	ПМ. В пробе из песчаников биргильдинской толщи обнаружен обломок кристалла алмаза размером 0,02x0,017 мм
IV-3	11	Скв. 639	[47]	ПМ. В рыхлых отложениях Каменно-Санарской россыпи обнаружен кристалл бесцветного алмаза октаэдрической формы размером около 0,05 мм
IV-3	18	Обн. 318	[88]	ПМ. В пробе из пойменного элювия р. Санарки обнаружены зерна пироба, энстатита, пикроильменита, а в фракции +0,25+0,5 обнаружены три зерна бесцветного алмаза в виде монокристалльных спайных выколков удлиненно-уплощенного облика
<i>Бериллы</i>				
III-3	7	Светлинское	[59]	П. Расположено в пределах Светлинского пегматитового поля, где пространственно совмещается с одноименными редкометалльным (Nb, Ta) и полевошпатовым проявлениями и пьезокварцевым месторождением. Наибольший интерес представляют гранит-аплитовые тела №2 и 4, в пегматитах которых присутствуют практически все разновидности берилла, за исключением изумруда и воробьевита
<i>Топазы</i>				
III-3	42	Жуковское	[142]	П. В зоне субмеридионального тектонического нарушения в известняках биргильдинской толщи развиты многочисленные прожилки и тонкие жилы кварца. В местах их раздувов отмечались пустоты с друзами кристаллов горного хрусталя. Вместе с хрусталем встречаются мелкие (4-5 мм в поперечнике, 2-3 см в длину) кристаллы топаза светло-фиолетового и золотисто-розового цвета
<i>Рубины</i>				
I-4	29	Чуксинское	[83]	П. Расположено на площади развития метаморфизованных карбонатных образований биргильдинской толщи. Корундовая минерализация обнаружена в мраморах в виде неравномерной вкрапленности мелких (до 2 мм в поперечнике) кристаллов различно окрашенного корунда

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации и ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	38	Кучинское	[83]	П. Рассеянная вкрапленность корунда в мраморах биргильдинской толщи. Содержание, размеры, форма кристаллов и их цвет сильно изменчивы. По цвету выделяются три типа корундов: густо-красные (до красно-фиолетовых), розовые и непрозрачные пятнистой окраски. Для ювелирной промышленности представляют интерес корунды первых двух типов
<i>Аметисты</i>				
I-4	28	Чуксинское	[169]	П. В западной половине Коелгинского массива среди гранитоидов отмечались кварцевые жилы, в полостях которых среди кристаллов кварца встречались кристаллы аметиста
П-3	42	Еремкинское	[84]	П. На площади развития кварцевых и пегматитовых жил в шурфе на контакте глинистой коры выветривания пегматитов и бурых покровных суглинков были найдены две друзы, отдельный кристалл (4x6x10 см) и несколько обломков аметиста различной окраски - от дымчатого до фиолетового
<i>Яшмы</i>				
IV-1	15	Петропавловское	[46]	П. Расположено на площади развития осадочно-вулканогенных образований шеметовской толщи, представленными туфами, туффитами, кремнистыми сланцами и яшмоидами. В качестве поделочных камней могут использоваться туффиты и яшмоиды, залегающие среди них
<i>Серпентиниты</i>				
П-3	3	Котликское	[84]	П. Приурочено к небольшому телу серпентинитов, вскрытому на глубине 2,5 м. Представлены плотными буровато-зелеными и зелеными пятнистыми карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами, пригодными для использования в качестве поделочных
<i>Гранит письменный</i>				
П-3	18	Кочкарское	[84]	П. Представлено зоной письменного гранита крупной пегматитовой жилы, входящей в состав крупного жильного поля. Письменная разновидность наблюдается на протяжении 50-60 м. В полированных образцах пегматиты обладают высокими декоративными свойствами
П-3	28	Проявление 30	[84]	П. Пегматитовая жила с зоной письменного гранита, аналогична вышеописанной (П-3-18)
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
I-2	9	Соколовское	[151]	П. Представлено белыми крупнозернистыми массивными слабо трещиноватыми мраморами, образующими небольшой (300x50 м) тектонический блок, залегающий среди образований булатовской толщи
Прочие ископаемые				
<i>Минеральные краски</i>				
IV-2	11	Степнинское	[151]	П. Представлено глинистой охристой корой выветривания монцодиоритов степнинского комплекса

Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-XIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления и пункта минерализации	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-3	28	Кукушкинский	162	ПМ. В песчано-глинистых отложениях залегающих в основании разреза второй надпойменной террасы долины р. Увелька содержание урана достигает 0,03%
I-4	31	Графитовый	162	ПМ. В сероцветных отложениях неоплейстоцена и подстилающих карстовых образованиях содержание урана до 0,03%
II-4	61	Чуксинское-I	162	П. В сероцветных торфяно-илистых отложениях надпойменных террас долины р. Чукса содержание урана достигает 0,3%
II-4	62	Чуксинский Восточный	162	ПМ. В аллювиальных сероцветных песчано-глинистых отложениях, залегающих в основании разреза рыхлых осадков древней долины р. Чукса содержится 0,01-0,03% урана
III-2	29	Окунцовское	162	П. В сероцветных песчано-глинистых и торфяно-глинистых отложениях голоцена, залегающих на гранитах Санарского массива радиоактивность пород достигает 560 мкР/ч. Мощность рудных пересечений 0,2-0,3 м, содержание урана до 0,1%
III-2	30	Болотное	162	П. Приурочено к песчано-глинистым и торфяно-глинистым озерно-болотным отложениям с повышенной (350 мкР/ч) радиоактивностью. Мощность рудоносных торфяных отложений до 0,6 м. Содержание урана до 0,04%
III-3	86	Борисовское-I	162	П. В долине р. Кабанки в неоплейстоценовых сероцветных песчано-глинистых и илистых отложениях с прослоями торфа содержится 0,01-0,09% урана. Мощность рудных тел до 1,0 м
IV-2	20	Куросанский	162	ПМ. В аллювиальных отложениях нижнего неоплейстоцена, залегающих в основании разреза второй подпойменной террасы р. Куросан, выделено 3 залежи длиной 1,5-3,0 км, шириной 300-500 м, мощностью 1,5-3,0 м, содержание урана 0,015-0,025%
IV-2	21	Путиловский	162	ПМ. На участке пересечения долиной р. Уй контактов Степнинского гранитного массива в сероцветных грубообломочных отложениях, залегающих в основании разреза второй террасы, вскрыты четыре небольшие залежи с содержанием урана 0,02%
IV-3	42	Стрелецкое-I	162	П. В аллювиальных отложениях нижнего неоплейстоцена, залегающих в основании разреза второй надпойменной террасы р. Уй, вскрыты линзовидные тела с содержанием урана 0,03-0,06%

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 (лист N-41-XIII)

№ п/п	Название и ранг объекта, и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта (км ²)	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность	Источник информации
Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, W, Cr/D-C₂)									
1	<i>Кидышско-Петропавловская золоторудная зона (1.0.1)</i>	195	Золото	Гидротермальный плутогенный	ГДП-200	P ₂	24,2 т	Поисковые работы	134, 135
						P ₃	17 т		
Верхотурско-Новооренбургская асбестонсная молибденово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона (2 Au, R, Mo, (asb)/PR₁-T₂)									
2	<i>Краснокаменский золото-железорудный узел потенциальный (2.1.1)</i>	198	Железо	Метасоматический	Поисковые работы	P ₃	320 млн т	Оценочные работы	151
			Золото	Гидротермальный	ГДП-200	P ₃	16 т	Поисковые работы	113
3	<i>Ларинский кварцеворудный узел (2.0.1)</i>	67	Кварц	Гидротермально-метаморфический	Поисково-оценочные работы	P ₁	7 тыс. т	Разведочные работы	58, 117
						P ₂	54 тыс. т		
						P ₃	69 тыс. т		
4	<i>Светлинский золоторудный узел (2.0.2)</i>	105	Золото	Гидротермальный плутогенный	Поисковые работы	P ₁	20 т	Оценочные работы	134, 135, 154
						P ₂	8,6 т		
5	<i>Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел потенциальный (2.0.3)</i>	240	Вольфрам		ГС-50	P ₃	85 тыс. т	Поисковые работы	103, 137, 146
Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитноносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (3 W, Be, Au, (gr, УБ)/PR₁-J₁)									
6	<i>Кочкарско-Санарский ураново-редкометалльно-золоторудный район (3.1)</i>	1 698	Каолин	Выветривание (остаточный)	ГДП-50	P ₂	25 млн т	Поисковые работы	116, 135
						P ₃	36 млн т		
			Кианит	Метаморфогенный	Поисковые работы	P ₁	1 553 тыс. т	Оценочные работы	80
			Рубины	Метаморфический, осадочный		P ₂	1 116 тыс. т		
			P ₁	384 тыс. карат		83			
7	<i>Кочкарская (Пластовская) золоторудная зона (3.1.1)</i>	262	Золото	Гидротермальный плутогенный		P ₁	48 т		135
8	<i>Биргильдинско-Томинский золото-меднорудный узел (3.0.1)</i>	145	Медь	Гидротермальный плутогенный	Поисковые работы	P ₁	800 тыс. т	Оценочные работы	171
					P ₂	1 000 тыс. т			
			Золото		ГДП-50, Поисковые работы	P ₂	26,6 т		134
			P ₃	14 т					
Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона (4 Au, Pt/P₃-Q)									
9	<i>Санарская ураноносная зона (4.1)</i>	1 810	Уран	Гидротермально-инфильтрационный	ГДП-50, ГДП-200	P ₃	3,5 тыс. т	Поисковые работы	79, 146, 162

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41-ХIII Госгеолкарты-200

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Единица измерения	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы	Железо	РУ-1	P ₃	млн т	320
Цветные металлы	Медь	РУ-1	P ₁ P ₂	тыс. т	800 1 000
	Вольфрам	РУ-1	P ₃	тыс. т	85
Благородные металлы	Золото	PЗ-2	P ₁	т	48
			P ₂		24,2
			P ₃		17
		РУ-3	P ₁ P ₂ P ₃	т	20 35,2 30
Радиоактивные элементы	Уран	PЗ-1	P ₃	тыс. т	3,5
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптические материалы	Кварц оптический	РУ-1	P ₁	тыс. т	7
			P ₂		54
			P ₃		69
Керамическое и огнеупорное сырье	Каолин	PP-1	P ₂ P ₃	млн. т	25 36
	Кианит	PP-1	P ₁ P ₂	тыс. т	1 553 1 116
Драгоценные и поделочные камни	Рубины	PP-1	P ₁	тыс. карат	384

Таблица впервые выявленных или переоцененных 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		
1	<i>Кидышско-Петропавловская золоторудная зона (1.0.1)</i> Золото	P ₂ – 24,2 т P ₃ – 19,4 т	P ₂ – 24,2 т P ₃ – 17 т	P ₂ – 0 P ₃ – 2,4 т	Поисковые работы
2	<i>Краснокаменский золото-железорудный узел потенциальный (2.1.1)</i> Железо Золото	P ₃ – 320 млн т P ₃ – 29 т	P ₃ – 320 млн т P ₃ – 16 т	P ₃ – 0 P ₃ – 13 т	Поисковые работы
3	<i>Бирюковско-Степнинский молибденово-вольфрамоворудный узел потенциальный (2.0.3)</i> WO ₃	P ₃ – 0	P ₃ – 85 тыс. т	P ₃ + 85 тыс. т	Поисковые работы

Список петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической картах докембрийских и дочетвертичных образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
5	Скважина гл. 50 м вскрывает базальтоиды краснокаменной толщи	[116], скв. 52
6	Скважина гл. 186 м вскрывает гнейсы и кристаллосланцы еремкинской толщи	[116], скв. 56
7	Опорное обнажение гранитов джабыкско-санарского комплекса	Обн. 1545
10	Скважина гл. 410 м вскрывает образования булатовской толщи	[169], скв. 73
12	Опорное обнажение углисто-кремнистых сланцев булатовской толщи	Обн. 5520
16	Опорное обнажение вулканитов краснокаменной толщи	Обн. 2505
17	Опорное обнажение терригенных пород тугундинской толщи	Обн. 3025
26	Опорное обнажение углисто-кремнистых сланцев булатовской толщи	Обн. 3034
29	Скважина гл. 350 м вскрывает диориты биргильдинско-томинского комплекса	[169], скв. 80
31	Скважина гл. 115,8 м вскрывает терригенные породы тугундинской толщи	[116], скв. 70
32	Скважина гл. 132,4 м вскрывает под терригенными породами тугундинской толщи граниты еремкинского комплекса	[116], скв. 69
35	Опорное обнажение гранодиоритов пластового комплекса	Обн. 2511
38	Опорное обнажение ультрамафитов западнокавказского комплекса	Обн. 5000
43	Скважина гл. 415 м вскрывает порфировые андезиты и туфы березняковской толщи	[169], скв. 56
44	Скважина гл. 50 м вскрывает базальты шеметовской толщи	Скв. 1
45	Скважина гл. 50 м вскрывает метасоматиты (по вулканитам) краснокаменной толщи	Скв. 2
46	Скважина гл. 197 м вскрывает мраморы биргильдинской толщи	[116], скв. 107
50	Петротип еремкинского комплекса	
51	Опорное обнажение гнейсов и кристаллосланцев еремкинской толщи	Обн. 786
55	Петротип пластового комплекса	
56	Скважина гл. 65 м вскрывает базальтоиды шеметовской толщи	[146], скв. 64
58	Опорное обнажение габбро чебаркульско-казбаевского комплекса	Обн. 2031
59	Скважина гл. 673,6 м вскрывает мраморы биргильдинской толщи	[116], скв. 202
63	Опорное обнажение габбро куликовского комплекса	Обн. 5021
67	Опорное обнажение кианитовых кварцитов и кристаллосланцев еремкинской толщи	Обн. 664
72	Опорное обнажение карбонатных пород биргильдинской толщи	Обн. 3043
77	Петротип кособродского комплекса	
82	Скважина гл. 801,7 м вскрывает вулканиты кособродской толщи	[169], скв. 62
84	Опорное обнажение терригенных сланцев арсинской толщи	Обн. 1566
85	Опорное обнажение терригенных сланцев арсинской толщи	Обн. 2516
92	Скважина гл. 811,5 м под образованиями базальт-андезитовой и еманжелинской толщ вскрывает вулканиты кособродской толщи	[169], скв. 27
93	Скважина гл. 50 м вскрывает вулканиты краснокаменной толщи	Скв. 4
95	Опорное обнажение базальтов саргазинской толщи	Обн. 2048
97	Скважина гл. 481,7 м вскрывает базальтоиды базальт-андезитовой толщи	[169], скв. 37
98	Опорное обнажение базальтов краснокаменной толщи	Обн. 1571
107	Скважина гл. 211,1 м вскрывает плагиограниты вознесенского комплекса	[169], скв. 19
109	Петротип степнинского комплекса	
111	Скважина гл. 50 м вскрывает карбонатные породы биргильдинской толщи	Скв. 5
119	Опорное обнажение образований сухтелинской толщи	Обн. 101

Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных отложений

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина вскрывает делювий эоплейстоцен–нижнеоплейстоценового возраста	[150], скв. С-29
2	Скважина вскрывает аллювий среднего и верхнего неоплейстоцена	[150], скв. С-3
3	Скважина вскрывает лимний эоплейстоцен–нижнеоплейстоценового возраста	[150], скв. С-39
4	Скважина вскрывает аллювий и делювий эоплейстоцена	[150], скв. С-14
5	Скважина вскрывает аллювий верхнего неоплейстоцена	[150], скв. С-180
6	Скважина гл. 21 м вскрывает аллювий среднего неоплейстоцена	[116], скв. Г-468
7	Скважина гл. 13 м вскрывает аллювий голоцена и чернореченской свиты нижнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-470
8	Скважина гл. 35 м вскрывает аллювий голоцена и чернореченской свиты нижнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-471
9	Скважина гл. 16,5 м вскрывает аллювий камышловской террасы верхнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-474
10	Скважина гл. 205,1 м вскрывает аллювий и делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена	[116], скв. С-59
11	Скважина гл. 16 м вскрывает элювий среднего и верхнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-494
12	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена	[169], скв. Ю-46
13	Скважина гл. 134,6 м вскрывает аллювий и делювий кундравинского надгоризонта нижнего неоплейстоцена	[116], скв. С-65
14	Скважина гл. 115,8 м вскрывает аллювий и делювий кундравинского надгоризонта нижнего неоплейстоцена	[116], скв. С-70
15	Скважина вскрывает аллювий исетской террасы среднего неоплейстоцена	[150], скв. С-132
16	Скважина гл. 78 м вскрывает аллювий и делювий кундравинского надгоризонта нижнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-612
17	Скважина вскрывает делювий эоплейстоцен–нижнеоплейстоценового возраста	[149], скв. С-38
18	Скважина гл. 100 м вскрывает аллювий и делювий кундравинского надгоризонта нижнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-659
19	Скважина гл. 47 м вскрывает лимний среднего и верхнего неоплейстоцена	[116], скв. Г-165
20	Скважина вскрывает аллювий исетской террасы среднего неоплейстоцена	[149], скв. С-191
21	Скважина вскрывает аллювий камышловской террасы верхнего неоплейстоцена	[149], скв. С-140
22	Скважина вскрывает аллювий и делювий эоплейстоцена	[80], скв. И-237
23	Скважина вскрывает делювий эоплейстоцен–нижнеоплейстоценового возраста	[46], скв. С-372
24	Скважина вскрывает аллювий чернореченской свиты нижнего неоплейстоцена	[80], скв. И-251

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1	Кварциты и кварцитопесчаники самарской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	540; 2660	обн. 3104
2	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	356±2	[169], обн. 7101
3	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	334±4	[169], обн. 7090
4	Вулканы березиновской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	356±3	[169], обн. 7510
7	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Мусковит, плагиоклаз, гранат, вал	Рубидий-стронциевый	275	обн. 1545-144
8	Терригенные породы тугундинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	437±31	[116], скв. 55
9	Плагиограниты пластовского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	322	[169], обн. 8656
11	Метатерригенные породы самарской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	323,3	обн. 3106
13	Сиениты краснокаменского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	248±5	[151], скв. 1016/601
14	Кварциты и кварцитопесчаники самарской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	540; 2660	обн. 2607
15	Сиениты краснокаменского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	303	[151], обн. 200813
17	Гальки гранитов из конгломератов тугундинской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	361±6	обн. 3025-3
18	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	329±21	[150], обн. 1884
19	Породы булатовской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	427±1	[150], скв. 94
20	Сиениты краснокаменского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	323±16	[150], обн. 906
21	Кварциты и кварцитопесчаники самарской тощи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	540; 2660	обн. 2502
22	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Уран-свинцовый	523±23	[116], скв. 58
23	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	314±13	[150], скв. 1
24	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	414±23	[116], скв. 60
25	Метаморфиты еремкинской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	385	обн. 3100-1
27	Плагиограниты пластовского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	246±15	[169], обн. 8708
28	Диориты биргильдинско-томинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	340±27	[169], скв. 62
30	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	265±25	[169], обн. 8073
33	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	302±2	[150], обн. 4167
34	Терригенные породы тугундинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	539±15	[116], скв. 44
35	Тоналиты пластовского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	374,2	обн. 2511-12
36	Плагиограниты пластовского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	361; 367	обн. 1576
37	Тоналиты пластовского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	271±25	[169], обн. 9000
38	Ультрамафиты западнококчарского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	545; 2078	обн. 5000-22

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторской № пункта
39	Плагиограниты пластовского комплекса. Метаморфиты еремкинской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	360; 558,4±7,8	обн. 627
40	Граниты варшавского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	341,1	обн. 2509-60
41	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	683±19	[116], скв. 33
42	Плагиограниты пластовского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	326±3	[169], обн. 6008
47	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	578±39	[116], скв. 27
48	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	252±6	[151], обн. 203045
49	Плагиограниты пластовского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	328±18	[169], обн. 5729
51	Граниты еремкинского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	506±9; 490	обн. 786
52	Граносиениты степнинского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	285	обн. 2525-35
53	Граниты еремкинского комплекса	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	800	[116], скв. 7
54	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	785±140	[116], скв. 3
57	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	255±22	[116], обн. 670
58	Габбро чебаркульско-козбаевского комплекса	Пироксен, амфибол, плагиоклаз, вал	Самарий-неодимовый	480±30	обн. 2031
60	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	730±58	[116], скв. 22
61	Метаморфиты еремкинской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	260	[116], обн. 88
62	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	500	[116], скв. 19
63	Габбро куликовского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	424±3	обн. 6024
64	Пироксениты куликовского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	1230-1947	обн. 6025
65	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	1350±110	[116], скв. 23
66	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	760±35	[116], скв. 21
68	Метаморфиты еремкинской толщи	Цирконы (вал)	Свинец-свинцовый	531±31	[116], скв. 25
69	Граниты варшавского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	340	обн. 1582
70	Андезитобазальты кособродской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	310±8	[169], скв. 53/131,5
71	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	240	[116], обн. 236
73	Гальки гранитов из конгломератов тугундинской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	364±6,7	обн. 2055
74	Диориты кособродского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	369,1±4,5	обн. 6043
75	Гранодиориты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	373±13	[169], обн. 1000
76	Гранодиориты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	342±33	[169], обн. 304
78	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	387±13	[169], обн. 1442
79	Плагиограниты кособродского комплекса	Мусковит, плагиоклаз, вал	Рубидий-стронциевый	392±35	обн. 6040

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
80	Граносиениты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	319±19	[45], обн. 5717
81	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	340±13	[146], обн. 241
83	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	379±6	[169], обн. 309
86	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	344	[146], скв. 257
87	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	288±16	[146], обн. 3148
88	Габбро куликовского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	339±5	обн. 6023
89	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	350±34	[169], обн. 3525
90	Базальты шеметовской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	480±22	[146], скв. 254
91	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	303±8	[146], обн. 1782
94	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	269±22	[146], обн. 276
96	Граниты варшавского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	314	[146], обн. 1809
99	Плагиограниты вознесенского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	350	[169], обн. 962
100	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	303±22	[45], обн. 5270
101	Граниты джабыкско-санарского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	347±18	[80], обн. 2593
102	Плагиограниты вознесенского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	334±11	[169], обн. 855
103	Гнейсы еремкинской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	326	[80], скв. 1298
104	Базальты кособродской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	388	обн. 645
105	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	323±1	[146], скв. 251
106	Дацинты кособродской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	384	[169], скв. 41
108	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	355±9	[169], обн. 1603
109	Андезибазальты базальт-андезитовой толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	293	[169], скв. 20
110	Граносиениты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	270±14	[146], обн. 336
112	Диориты вознесенского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	350±7	[169], обн. 418
113	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	297±21	[146], обн. 404
114	Габбро чебаркульско-казбаевского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	444±5,4	обн. 6034
115	Габбро чебаркульско-казбаевского комплекса	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	444±4	обн. 6035
116	Туфы базальтов копаловской толщи	Пироксен, амфибол, плагиоклаз, вал	Самарий-неодимовый	350±52	обн. 6029
117	Базальты шеметовской толщи	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	342,4±7,2	обн. 6001
118	Базальты шеметовской толщи	Пироксен, амфибол, плагиоклаз, вал	Самарий-неодимовый	401±20	обн. 6002
120	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	360±12	[169], обн. 315

Окончание прил. 10

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
121	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	345±33	[169], обн. 324
122	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	342	[169], обн. 335
123	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	322±12	[146], обн. 4115
124	Граниты степнинского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	280	[146], скв. 215
125	Гнейсы еремкинской толщи	Валовый состав	Калий-аргоновый	335±20	[80], обн. 2203
126	Плагиограниты кособродского комплекса	Валовый состав	Калий-аргоновый	350±30	[169], обн. 810

Список источников (скважины – С, колодцы – К, родники – Р), показанных на гидрогеологической схеме, их характеристики [61]

№ объекта на гидрогеол. схеме	Авторский № источника	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
		Опробованное гидрогеологическое подразделение	Дебит, л/с	Понижение, м	Статич. уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм ³
1	С-608	О-D ₃	4,0	16,7	6,5	HCO ₃ ·SO ₄	0,4
2	С-420	S-D ₁	1,6	15,0	3,5	HCO ₃	0,7
3	С-389	RF ₁ -C ₂	9,0	0,25	0,5	HCO ₃ -Cl	0,7
4	С-615	О-D ₃	1,9	25,4	6,5	HCO ₃ -Cl	0,9
5	Р-240	PR ₁ -O ₂	5,0	-	-	HCO ₃	0,4
6	С-166	О-D ₃	2,0	13,0	3,5	HCO ₃	0,4
7	Р-511	S-D ₁	5,0	-	-	HCO ₃	0,4
8	С-614	S ₁ -P ₂	4,4	13,1	6,5	HCO ₃ -Cl	0,8
9	С-731	О-D ₃	2,5	7,4	6,0	HCO ₃ -Cl	0,4
10	С-624	О-D ₃	1,0	6,4	6,3	HCO ₃	0,6
11	С-606	PR ₁ -O ₂	1,4	7,3	14,0	HCO ₃	0,4
12	С-638	S-D ₁	1,8	20,0	4,0	HCO ₃	0,1
13	С-625	О-D ₃	0,9	12,3	5,8	HCO ₃ -Cl	0,7
14	С-627	RF ₂ -V	1,8	25,0	6,0	HCO ₃ -Cl	1,0
15	Р-32	PR ₁ -O ₂	5,0	-	-	HCO ₃	0,4
16	С-631	RF ₂ -V	1,0	15,6	5,3	HCO ₃ -Cl	0,7
17	С-640	S ₁ -P ₂	4,8	17,8	8,5	HCO ₃ -Cl	0,6
18	С-642	RF ₁ -C ₂	4,5	5,6	18,5	HCO ₃ -Cl	0,6
19	С-632	S ₁ -P ₂	1,7	19,2	5,0	HCO ₃ -Cl	0,7
20	С-634	RF ₂ -V	1,6	7,0	5,5	HCO ₃ -Cl	0,9
21	С-635	О-D ₃	3,2	16,0	5,2	HCO ₃ -Cl	0,9
22	С-662	RF ₁ -C ₂	2,0-8,0	3-7,0	5,0	HCO ₃	0,4
23	С-648	S ₁ -P ₂	0,3-3,0	7-43	5,5	HCO ₃ -Cl	0,4
24	С-649	RF ₂ -V	1,49	23,3	3,5	HCO ₃	0,4
25	С-650	S ₁ -P ₂	6,3	14,2	4,0	HCO ₃ ·SO ₄	0,7
26	С-644	О-D ₃	1,66	21,2	5,3	HCO ₃ -Cl	0,6
27	С-653	S ₁ -P ₂	5,0	10,0	3,0	HCO ₃ -Cl	0,7

Каталог памятников природы и древней культуры, показанных на листе N-41-ХIII

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Природный	Варламовский государственный природный биологический заказник
2	Природный	Памятник природы Ларинский бор
3	Общегеологический	Геологический разрез толщи углистых сланцев (фтанитов) с фауной силурийских граптолитов
4	Природный	Памятник природы Булатовский бор
5	Природный	Памятник природы Демаринский бор
6	Древней культуры	Древние горные выработки: Чудской рудник
7	Природный	Памятник природы Борисовские сопки
8	Минералогический	Андреево-Юльевский карьер с минералом иорданит
9	Природный	Санарский государственный природный комплексный заказник
10	Минералогический	Жуковская копь розовых топазов
11	Древней культуры	Древние горные выработки: Чудской рудник
12	Древней культуры	Археологический. Городище Степное-1. Памятник II тыс. до н.э.
13	Древней культуры	Древние захоронения. Могильник Степное-1. Памятник эпохи бронзы
14	Древней культуры	Древние захоронения. Курганный могильник Путиловская заимка-2
15	Древней культуры	Древние захоронения. Каменка могильник курганный-2. Памятник эпохи бронзы
16	Древней культуры	Археологический. Покрывалово поселение-1. Памятник эпохи бронзы
17	Древней культуры	Древние захоронения. Памятник эпохи бронзы. Черноречье могильник курганный-1
18	Древней культуры	Археологический. Черноречье поселение-2. Памятник эпохи бронзы
19	Древней культуры	Древние захоронения. Памятник эпохи средних веков. Черноречье могильник курганный-4
20	Древней культуры	Археологический. Памятник эпохи неолита. Пролетаровка стоянка-1
21	Древней культуры	Археологический. Гордище Черноречье. 2-ая четверть II тыс. до н.э.
22	Древней культуры	Древние захоронения. Чернореченские-1 курганы. Памятник эпохи раннего железного века
23	Древней культуры	Древние захоронения. Могильник Кривое озеро. Памятник эпохи бронзы
24	Древней культуры	Древние захоронения. Памятник эпохи раннего железного века. Черноречье могильник курганный-6
25	Общегеологический	Береговые скальные выходы гранитов Степнинского массива с ксенолитами амфиболитизированных эффузивов

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	6
СТРАТИГРАФИЯ	26
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	62
ТЕКТОНИКА	82
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	89
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	93
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	98
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	132
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	140
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	150
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	153
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	155
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-41-ХIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	162
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-ХIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	165
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых и первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-41-ХIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	166
<i>Приложение 4.</i> Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа N-41-ХIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	193
<i>Приложение 5.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 (лист N-41-ХIII)	194
<i>Приложение 6.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41- ХIII Госгеолкарты-200	195
<i>Приложение 7.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	196
<i>Приложение 8.</i> Список петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической картах домезозойских и дочетвертичных образований	197
<i>Приложение 9.</i> Список буровых скважин, показанных на карте четвертичных отложений	198
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	199
<i>Приложение 11.</i> Список источников (скважины – С, колодцы – К, родники – Р), показанных на гидрогеологической схеме, их характеристики [61]	203
<i>Приложение 12.</i> Каталог памятников природы и древней культуры, показанных на листе N- 41-ХIII	204