

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

Серия Горно-Алтайская
Лист М-45-XIV (Усть-Кокса)

МОСКВА
2019

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

Департамент по недропользованию по Сибирскому федеральному округу
(Сибнедра)

Акционерное общество «Горно-Алтайская экспедиция»
(АО «Горно-Алтайская экспедиция»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Горно-Алтайская
Лист М-45-XIV (Усть-Кокса)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 55(084.3М200)(571.151)
ББК 26
Г72

Авторы

О. М. Попова, В. И. Крупчатников, А. Л. Пономарев, Г. Г. Русанов, Е. А. Колпакова

Редактор *В. М. Исаков*

Рецензенты

Н. И. Гусев

канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**

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

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XIV (Усть-Кокса). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / О. М. Попова, В. И. Крупчатников, А. Л. Пономарев и др.; Минприроды России, Роснедра, Сибнедра, АО «Горно-Алтайская экспедиция». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (85 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-438-4 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-439-1**

В объяснительной записке обобщены и систематизированы накопленные к настоящему времени данные по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и эколого-геологическим условиям территории. Впервые на площади расчленены четвертичные отложения по возрасту и генезису, выделены неогеновые и палеогеновые образования. Охарактеризованы полезные ископаемые, рассмотрены основные закономерности их размещения. На основе карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения выполнена прогнозная оценка перспектив района, даны рекомендации по проведению работ последующих стадий. Комплект карт включает: геологическую, палеоген–четвертичных образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, дополнительные карты и схемы масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000.

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

Табл. 9, илл. 36, список лит. 219 назв., прил. 18.

**УДК 55(084.3М200)(571.151)
ББК 26**

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 7 декабря 2015 г.

**ISBN 978-5-93761-438-4 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-439-1**

© Роснедра, 2019
© АО «Горно-Алтайская экспедиция», 2015
© Коллектив авторов и редакторов, 2015
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	9
СТРАТИГРАФИЯ	15
МАГМАТИЗМ.....	75
МЕТАМОРФИЗМ	117
ТЕКТОНИКА	125
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	134
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	137
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	150
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	171
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	183
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	188
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	193
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	195
<i>Приложение 1. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных (ПГХО) и вторичных (ВГХО) геохимических ореолов, вторичных геохимических потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа М-45-ХIV</i>	<i>203</i>
<i>Приложение 2. Список малых (ММ) месторождений полезных ископаемых, показанных на карте палеоген–четвертичных образований листа М-45-ХIV.....</i>	<i>228</i>
<i>Приложение 3. Балансовые запасы полезных ископаемых на 01.01.2015 г. листа М-45-ХIV</i>	<i>229</i>
<i>Приложение 4. Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов листа М-45-ХIV</i>	<i>230</i>
<i>Приложение 5. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа М-45-ХIV (апробированных в НРС Роснедра)</i>	<i>231</i>
<i>Приложение 6. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i>	<i>232</i>
<i>Приложение 7. Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....</i>	<i>233</i>
<i>Приложение 8. Каталог памятников природы листа М-45-ХIV.....</i>	<i>234</i>
<i>Приложение 9. Список стратотипов и опорных разрезов, показанных на геологической карте</i>	<i>235</i>
<i>Приложение 10. Список скважин и опорных обнажений, показанных на карте палеоген–четвертичных образований листа М-45-ХIV</i>	<i>236</i>
<i>Приложение 11. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, показанных на геологической карте.....</i>	<i>237</i>
<i>Приложение 12. Список пунктов, для которых имеются определения возраста четвертичных отложений, показанных на карте палеоген четвертичных образований.....</i>	<i>238</i>
<i>Приложение 13. Каталог скважин, колодцев и родников, показанных на гидрогеологической схеме.....</i>	<i>239</i>
<i>Приложение 14. Содержания петрогенных (РФА, масс. %) и редких (ICP-MS, г/т) элементов в магматических, метаморфических и осадочных породах</i>	<i>242</i>
<i>Приложение 15. Физические свойства метаморфических, осадочных, вулканогенно-осадочных пород.....</i>	<i>266</i>
<i>Приложение 16. Физические свойства магматических пород.....</i>	<i>267</i>
<i>Приложение 17. Nd-Sr изотопный состав магматических пород листа М-45-ХIV</i>	<i>268</i>
<i>Приложение 18. Средние содержания микроэлементов в породах территории листа М-45-ХIV.....</i>	<i>269</i>

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-45-ХІV (Усть-Кокса) площадью 5 280 км² расположена в центральной части Горного Алтая (рис. 1) в пределах Алтае-Саянской складчатой области. В административном отношении площадь работ относится к Усть-Коксинскому, Онгудайскому и Усть-Канскому районам Республики Алтай Сибирского ФО. В крайней юго-западной части листа проходит государственная граница с Казахстаном.

Вся территория принадлежит горной области Центрального Алтая и характеризуется сочетанием средне- и высокогорных хребтов с большими амплитудами высот. Она расчленена густой сетью глубоко врезанных речных долин и межгорных котловин на отдельные массивы и хребты с абсолютными высотами 1 500–2 800 м и относительными превышениями 500–900 м. Всю северную часть района занимает Теректинский хребет (до 2 792 м), являющийся водоразделом двух крупных левых притоков Катунь – Кокса и Урсул. От южных хребтов он отделен межгорными впадинами – Уймонской и Абайской. Почти параллельно Теректинскому хребту, на юге располагаются северные отроги хр. Катунские Белки с максимальными высотами в пределах района до 2 400–2 848 м. На западе представлены северо-восточные отроги хр. Холзун (г. Красная, хр. Ак-Тайга.).

Территория покрыта густой речной сетью. Подавляющее большинство рек принадлежит бассейну р. Катунь и ее левому притоку р. Кокса, только реки Каракол и Каирлык принадлежат бассейну р. Урсул. Руслу крупных рек и их притоков часто разветвляются, образуя множество рукавов, берега низкие, местами заболоченные. Замерзают реки в конце октября, вскрываются в середине апреля. Грунтовые воды в долинах залегают на глубине 3–10 м и местами на склонах выходят на поверхность. На территории широко развиты заболоченные участки, наиболее крупные – Тюгюрюкское, Юстикское и Маргалинское болота. Высокогорные участки Теректинского хребта и отрогов Катунских Белков изобилуют озерами.

Климат в пределах площади резко континентальный, характеризуется суровой продолжительной зимой и коротким, но жарким летом. Средние температуры января – –22° С, июля – +14° С, достигая соответственно –46° С и +36° С. Район располагается в полосе значительной увлажненности. Южное положение территории определяет значительные суммы солнечной радиации (110–150 ккал/см²×год).

Для района характерна высотная зональность: в межгорных котловинах на высоте 1 000–1 200 м распространена степь, на склонах (преимущественно северной экспозиции) преобладают таежные ассоциации, на высоте от 1 900 м и выше встречаются альпийские луга, переходящие в горную тундру. Разнообразие животного мира характеризуется многочисленными видами: млекопитающих – 55, птиц – 180, пресмыкающихся – 6, земноводных – 2, рыб – 8, булавовусых, чешуекрылых – 135.

В районе установлены геоморфологические, гидрогеологические и другие памятники природы: Каракольский природный парк (Уч-Энмек) и Мультинские озера с особым гидрогеологическим режимом. Общая площадь Каракольского природного парка на изученной площади составляет около 331 км², из них 8 км² – заповедная зона, 48 км² – с режимом особо охраняемой территории.

Территория расположена преимущественно в Усть-Коксинском районе, включающем населенные пункты сельского типа с числом жителей от 100 до 900 (поселки Теректа, Кастахта, Кайтанак, Красноярка, Мульта). Население представлено в основном алтайцами, в меньшей степени – русскими и казахами. В районе вдоль рек Кокса и Катунь проходит Уймонский тракт, заканчивающийся в селении Нижний Уймон. Населенные пункты в пределах Уймонской степи соединены проселочными грунтовыми дорогами.

В настоящее время основной отраслью экономики Усть-Коксинского района является сельское хозяйство – мараловодство, мясное скотоводство и растениеводство в сочетании с лесным хозяйством. В промышленном производстве Усть-Коксинского района преобладает перерабатывающая отрасль, представленная предприятиями по переработке продукции животноводства, и пищевая. По состоянию минерально-сырьевой базы район слабо освоенный, на площади присутствуют только два малых месторождения кирпично-черепичных суглинков и два месторождения песчано-гравийных смесей, одно из которых отработано.

По структурно-геологическому типу площадь более чем на 70 % относится к районам одноярусного строения, в центральной части в пределах межгорных котловин она имеет двухъярусное строение, где нижний ярус – складчатый допалеозойский фундамент, верхний – кайнозойский чехол. Мощность рыхлых кайнозойских отложений в этой части района, по геофизическим данным, более 1 960 м. Проходимость территории плохая с труднопроходимыми и непроходимыми участками. Обнаженность хорошая и удовлетворительная.

Для составления ГК-200/2 использовались материалы первичной документации геологосъемочных и поисково-съемочных работ 1950–1960-ых годов масштабов 1 : 50 000 и ГК-200/1; первичная документация и отчетные материалы ГСР-50 на лист М-45-52-Г, проведенных в 1970–1974 гг. Кроме того, учтены отчетные материалы, в т. ч. результаты аналитических работ, АФГК-50 на листы М-45-63, 64, выполненные в 1983–1988 гг. Для оценки перспектив территории на полезные ископаемые проанализированы материалы поисковых и разведочных работ, проведенных в 1950-х годах в районе Урскульского, Верхнекастахтинского, Урскульского Центрального, Холодно-Гольцовского «месторождений» и на других перспективных участках. Качество материалов, особенно аналитическая составляющая, не соответствует современным требованиям к геологическим работам. На площадь листа подготовлена и апробирована геохимическая основа для ГДП-200 [199]. Геофизическими исследованиями различными методами (магнито-, гравиразведка) охвачена вся территория листа, создана и апробирована геофизическая основа [199]. Гидрогеологическая съемка на площади не проводилась.

Площадь листа обеспечена черно-белыми АФС масштабов 1 : 24 000–1 : 35 000, 1 : 100 000 и дистанционной основой масштаба 1 : 200 000. Последняя представлена материалами дистанционного зондирования многоспектральной камерой (Landsat) в оптическом и инфракрасном диапазоне волн (7 каналов, длина волн – 0,45–12,5 мкм).

В процессе составления геологической карты проводились полевые работы по увязке границ и геологических подразделений с соседними листами, ранее заснятыми в масштабе 1 : 200 000; доизучению опорных стратиграфических разрезов кембрия, ордовика, силура и девона; уточнению возраста, вещественного состава, площадей распространения и генезиса кайнозойских образований; изучению магматических образований, уточнению минерагенической специализации интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов пород, слагающих девонские наложенные прогибы; ревизии ряда рудопроявлений (Урскульские Северное и Южное, Верхнеарчандинское и др.). Впервые в межгорной Уймонской котловине пробурена скважина глубиной 400 м, которая вскрыла полный разрез четвертичных отложений и верхнюю часть неогеновых образований. При подготовке карт учтены данные других исследователей по площади листа, уточнена степень перспективности рудных объектов и структур на различные виды полезных ископаемых. Подготовлены паспорта перспективных объектов: Улютинско-Кастахтинского рудного узла на золотое и полиметаллическое оруденение и Шибеликского прогнозируемого рудного узла на редкометалльно-редкоземельное оруденение.

По рамкам листа М-45-ХIV в 2001 г. издана Госгеолкарта-200 второго поколения листа М-45-ХV [31]. Подготовлены к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения листов М-45-VIII и М-45-ХIII. На изученном листе М-45-ХIV имеются неувязанные границы с вышеуказанными листами. Границы картируемых подразделений на проблемных участках не могут быть увязаны на основании наличия авторских маршрутных наблюдений и отсутствия таковых на смежных листах. Описание неувязанных границ приведено в «Заключении».

Подрядным способом проводились лабораторные работы. Рентгенофлуоресцентный и ICP-MS анализы, атомно-абсорбционный анализ на Pt и Pd проведены в ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург); U-Pb изотопное датирование (SHRIMP II) и определение изотопного состава Rb-Sr и Sm-Nd – в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ; приближенно-количественный спектральный анализ и спектрохимический анализ на Au – в лаборатории ОАО «Александровская опытно-методическая экспедиция» (г. Александров); атомно-абсорбционный анализ на Au, Hg, Sb, литолого-минералогический, гранулометрический, рентгеноструктурный анализ кайнозойских отложений – в лаборатории ТГУ (г. Томск); аналитические работы по внешнему контролю выполнены в Аналитическом центре «Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция» (БГГЭ) ФГУП «ИМГРЭ» (пос. ст. Бронницы); радиоуглеродное определение возраста – в

ИГМ СО РАН (г. Новосибирск); минералогические и петрографические исследования – в лаборатории АО «Горно-Алтайская экспедиция». Определения девонских фаунистических остатков выполняли д. г.-м. н. Я. М. Гутак и О. П. Мезенцева из Кузбасской государственной педагогической академии (г. Новокузнецк) и с. н. с. ФГУП «СНИИГГиМС» Л. Г. Перегоедов, к. г.-м. н. Г. Д. Исаев (г. Новосибирск), с. н. с. Уральского геологического музея, к. г.-м. н. Бороздина Г. Н. (г. Екатеринбург). В Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск) выполнен комплексный микропалеонтологический анализ палеонтологических остатков из кайнозойских отложений н. с. Хазиным Л. Б. и Хазиной И. В.

Геологическая карта листа составлена А. Л. Пономаревым, О. М. Поповой, В. И. Крупчатниковым, Г. Г. Русановым; геологическая карта палеоген–четвертичных образований – Г. Г. Русановым; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения – А. Л. Пономаревым, О. М. Поповой. Цифровые модели в ArcView GIS 3.2a выполнены С. В. Саринной, В. М. Плешаковой, Н. В. Аншуковой, Е. А. Колпаковой. Фактологические базы данных в Microsoft Office Access 2003 созданы В. М. Плешаковой, Н. В. Аншуковой. Текстовые приложения составлены О. М. Поповой, В. М. Плешаковой, Г. Г. Русановым, Е. А. Колпаковой.

В объяснительной записке разделы «Введение», «Геологическая изученность», «Закономерности размещения и оценка перспектив района», «Заключение» написаны О. М. Поповой; «Стратиграфия» – О. М. Поповой, В. И. Крупчатниковым, Г. Г. Русановым; «Магматизм», «Метаморфизм» – В. И. Крупчатниковым, О. М. Поповой; «Тектоника» – А. Л. Пономаревым; «История геологического развития» – В. И. Крупчатниковым; «Геоморфология» – Г. Г. Русановым; «Гидрогеология», «Эколого-геологическая обстановка» – Е. А. Колпаковой; «Полезные ископаемые» – О. М. Поповой, А. Л. Пономаревым.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНАЯ И ПОИСКОВАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Создание и издание Госгеолкарты-200 первого поколения листа М-45-ХІV было завершено в 1964 г. [26, 159, 165]. В ее основу были положены материалы геологосъемочных [210, 211], поисково-съемочных [187, 194, 209, 218], поисковых [171, 191, 192, 219], разведочных [193, 205] и тематических работ [82, 155, 166, 179, 183, 202, 203], проведенных в период с 1953 по 1962 годы (рис. 2). В результате выполненных исследований впервые расчленены докембрийские и нижнепалеозойские отложения, выяснены перспективы, масштабы распространения и основные закономерности полиметаллического оруденения площади работ.

При крупномасштабных исследованиях изучены и описаны стратифицированные, интрузивные, метаморфические подразделения (листы М-45-52-А, Г). В образованиях девона в пределах Куратинского наложенного прогиба выделены ряд проявлений полиметаллической минерализации. К северу от Чарышско-Терехтинского разлома уточнено геологическое строение, выявлены рудопоявления полиметаллов, меди, свинца, ртути и сурьмы. Западно-Сибирским геологическим управлением (ЗСГУ) представлена сводка по асбестонности исследуемой территории, выделены гипербазитовые массивы перспективные для поисков асбеста. Тематическими исследованиями на территории Катунского хребта выделены дочетвертичный и четвертичный рельеф, подтверждена многократность оледенения Центрального Алтая.

В 1970–1973 гг. проводились геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 [190] в пределах листа М-45-52-Г. Работы проводились в зоне Чарышско-Терехтинского глубинного разлома с целью уточнения геологического строения и оценки района на ртуть. В результате откартированы и расчленены на толщи и подсвиты стратиграфические подразделения от протерозоя до карбона. Изучены особенности состава и строение разновозрастных интрузивных образований, даны рекомендации по направлению дальнейших работ на ртуть, свинец и цинк, совместно с серебром и молибденом.

В 1979–1982 гг. в пределах Терехтинского выступа проводились поиски высокоглиноземистых пород среди протерозой–нижнекембрийских образований [195]. Дана отрицательная оценка отложениям терехтинского комплекса на наличие промышленных залежей бокситов и высокоглиноземистых сланцев.

В 1983–1988 гг. ЗСГУ [167] в пределах листов М-45-63, 64 (южная половина листа М-45-ХІV) проводилось аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000.

В результате АФГК среди пород метаморфического комплекса выделены тектонические блоки, сложенные диафторированными гнейсами протерозоя. Получены новые данные по взаимоотношениям нижнепалеозойских толщ. Отложения бирюксинской свиты разделены на две подсвиты. Получены существенно новые данные по магматизму района, особенно по вещественному составу. Подсчитаны прогнозные ресурсы W, Bi, Mo, Au.

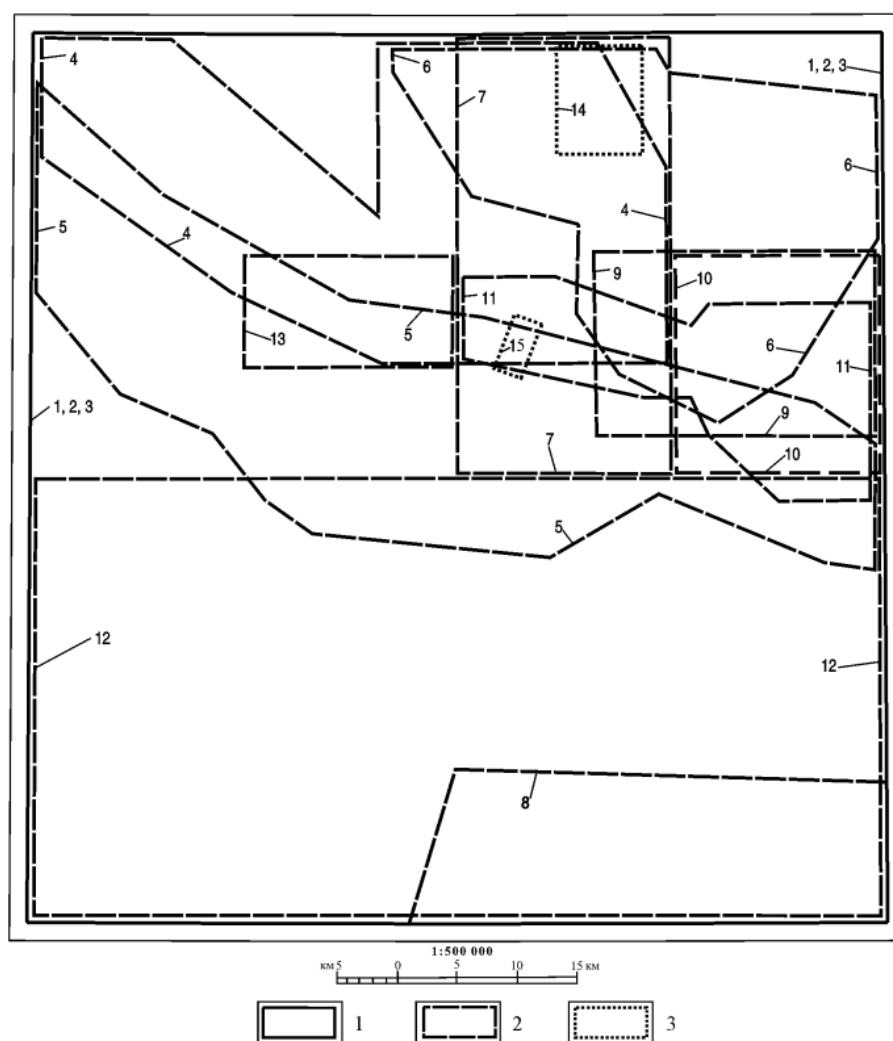
В 1991–1994 гг. ГП Алтай-Гео [215] проведено обобщение материалов по камнесамоцветному сырью и поискам новых проявлений облицовочных, поделочных камней.

В 1986–1987 гг. геологами объединения «Запсибгеология» под руководством Ильных В. М. проведены поисково-оценочные работы на гравий в радиусе 15 км от с. Теректа [168]. В результате работ дана отрицательная оценка качеству строительного материала большинства участков. На Октябрьском участке песчано-гравийной смеси рекомендованы для производства тяжелого бетона, подготовлены запасы категории С₂.

В 1986–1988 гг. объединением «Запсибгеология» проведены поисково-оценочные работы на кирпичное сырье для совхоза имени 60-летия СССР Алтайского края [184]. На Верхне-Уймонских участках III и VII подсчитаны запасы кирпичных суглинков по категории С₂.

В 2000 г. ФГУ ГП «Алтай-Гео» выполнена оценка притрассового карьера «Горбуновский» Усть-Коксинского района Республики Алтай [160]. Поставлены запасы категории С₁ природно-

го сырья месторождения и карьера Горбуновский в качестве заполнителя для дорожного строительства.



1. Контуры геологосъемочных работ масштаба 1:200 000:
1 – Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В. и др., 1964 г.; 2 – Заика-Новацкий В.С. и др., 1954 г.; 3 – Гинцингер А.Б., 1952 г.
2. Контуры геолого-поисковых работ масштаба 1:50 000:
4 – Нешумаева К.Д., Алдошин А.В., 1953 г.; 5 – Писаренко В.М., Афоничкина Е.П., 1982 г.; 6 – Студеникин В.П., Сабурова Л.Ф., Волков В.В., 1956 г.; 7 – Студеникин В.П., Пешков В.К. и др., 1963 г.; 8 – Нешумаева К.Д. и др., 1951 г.; 9 – Фоминых А.Ф. и др., 1958 г.; 10 – Носков Ю.С., 1974 г.; 11 – Нешумаева К.Д., Студеникин В.П., 1952 г.; 12 – Зыбин В.А. и др.; 13 – Пешкова А.В. и др., 1962 г.

Рис. 2. Картограмма геологической изученности листа М-45-ХІV.

В 2003 г. проведена работа по количественной и геолого-экономической оценке прогнозных ресурсов основных видов неметаллических полезных ископаемых Алтайского края [196]. Оценены прогнозныe ресурсы барита, асбеста, огнеупорных глин, фосфоритов и стекольных песков. Обобщенные данные по объектам прогноза и видам сырья приведены в сводных таблицах прогнозных ресурсов и таблицах геолого-экономической оценки прогнозных ресурсов (для ресурсов категорий P_1 и P_2).

В 2004 г. в рамках регионального геологического, гидрогеологического и геоэкологического изучения территории Республики Алтай [163] подготовлен ГИС-пакет оперативной геологической информации. Составлен ГИС-Атлас Республики Алтай в масштабе 1 : 500 000, включающий цифровые модели карт: геологической, полезных ископаемых, прогнозно-минерогенической и геолого-экономической; а так же в масштабе 1 : 1 000 000 – тектонической схемы, схем геологической и геофизической изученности.

В 2005 г. в ходе камеральных и полевых работ подготовлен комплект Госгеолкарты-1000 листа М-45 масштаба 1 : 1 000 000 [216]: геологическая карта, карта полезных ископаемых,

карта закономерностей размещения полезных ископаемых и комплект специализированных карт полезных ископаемых. В процессе работ обобщены и проанализированы новые данные по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и полезным ископаемым района, охарактеризовано тектоническое строение района, дана геодинамическая интерпретация структурно-вещественных мегакомплексов. Оценены прогнозные ресурсы категории P_3 полиметаллов, золота, серебра, вольфрама, ртути и др.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геофизическая изученность территории отражена на рисунке 3.

В 1951 г. Сибирским геофизическим трестом проводились геофизические работы по выделению аномальных участков в Горном Алтае, включая лист М-45-XIV [204]. В 1957 г. Работами Западного геофизтреста составлены среднемасштабные карты магнитного поля Алтая. Выделены участки, перспективные на поиски железа, полиметаллов, никеля [169].

В 1988–1994 гг. НКГГЭ [185] на Алтае-Кузнецком участке проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000. Построены карты изолиний T_a наблюдаемого поля в масштабе 1 : 200 000, 1 : 500 000, 1 : 1 000 000; карты трансформации; карты остаточных аномалий, трендов и др. Составлены схемы районирования аэромагнитного и гравиметрического полей, получены данные о физических свойствах пород. Построены карты изолиний T_a масштаба 1 : 500 000; схемы районирования аномального магнитного поля и поля силы тяжести; тектоническая схема по геофизическим данным; карты изолиний T_a ; геолого-геофизические разрезы масштаба 1 : 1 000 000.

В 2005 г. для составления сводных карт геофизических полей, классификации и прогнозирования листа М-45, ФГУ НПП «Геологоразведка» [208] были подготовлены следующие основные матрицы: аномального гравитационного поля по материалам съемок масштаба 1 : 200 000; аномального магнитного поля по материалам аэромагнитных съемок масштаба 1 : 25 000.

В 2011–2013 гг. рамках работ по объекту «Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа М-45-XIV» составлен комплект карт геофизической основы Госгеолкарты-200 по листу М-45-XIV с объяснительной запиской к ним. Представленный комплект картографических материалов и соответствующие цифровые модели подготовлены по материалам крупномасштабной аэромагнитной и среднемасштабной наземной гравиметрической. Обработка включала в себя составление сводных цифровых моделей и карт геофизических полей, выполнение некоторых дополнительных преобразований, не требующих использования априорной геологической информации. По результатам предварительного анализа материалов ГФО построены схема комплексной интерпретации гравиметрических, аэромагнитных данных и геолого-геофизический разрез, характеризующий глубинное строение территории [199].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геохимическая изученность листа была крайне слабая, специализированные крупномасштабные геохимические работы не проводились. На двух листах масштаба 1 : 50 000 в 1960–1970 гг. выполнены сопровождающие геохимические работы (рис. 2, 4). В 1960–1962 гг. на площади листов М-45-52-А, В при проведении крупномасштабных (1 : 50 000) поисково-съемочных работ выполнены литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния на детальных участках в масштабе 1 : 25 000 [211]. С 1970 по 1973 годы в пределах листа М-45-52-Г при выполнении ГСР-50 [190] проводились площадные литохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000 и по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 10 000 на детальных участках.

Вся площадь листа М-45-XIV была охвачена геоэкологическими исследованиями при проведении геолого-экологического картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территорий Алтайского края и Республики Алтай в 1991–1996 гг. [174]. Впервые в регионе дана квалифицированная оценка экологического состояния всех депонирующих сред, проведено опробование на наличие составляющих ракетного топлива во всех компонентах природно-геологической среды и выявлены ореолы его распространения. Кроме того, составлены карты Алтайского края и Республики Алтай: ландшафтного районирования, функционального зонирования, рекомендуемых типов землепользования и геоэкологическая. В 2002 г. ОАО «ГАЗ» подготовлена геохимическая основа Госгеолкарты-1000/3 листа М-45 [172].

В 2011–2013 гг. ОАО «ГАЗ» при проведении работ по созданию геохимической основы Госгеолкарты-200 листа М-45-XIV был проанализирован фактический материал предшествую-

щих геологосъемочных и геоэкологических работ масштаба 1 : 1 000 000 – 1 : 50 000. Выполненное в рамках ОГХР-200 литохимическое опробование по потокам рассеяния и коренным породам, проведенные аналитические исследования и камеральные работы позволили решить следующие задачи: выделить ландшафтные подразделения, отразив их геохимическую специализацию, дать представление об экологическом состоянии региона, определить геохимические типы ассоциаций химических элементов в геологических комплексах, структурно-тектонических подразделениях, аномально-геохимических полях; выделено два аномальных геохимических поля ранга рудных узлов и 17 – ранга рудных полей [199].

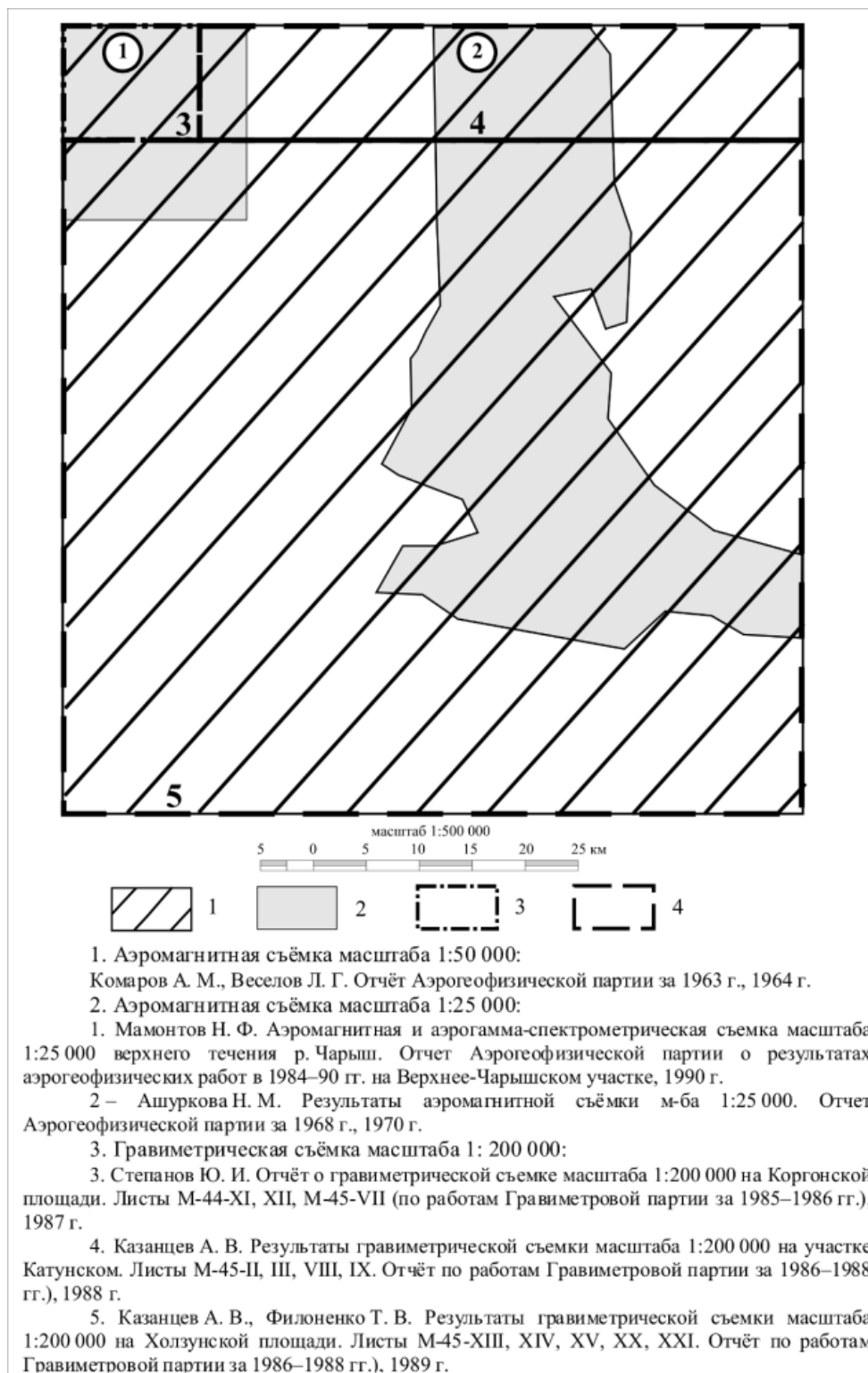


Рис. 3. Картограмма геофизической изученности листа М-45-ХІV.

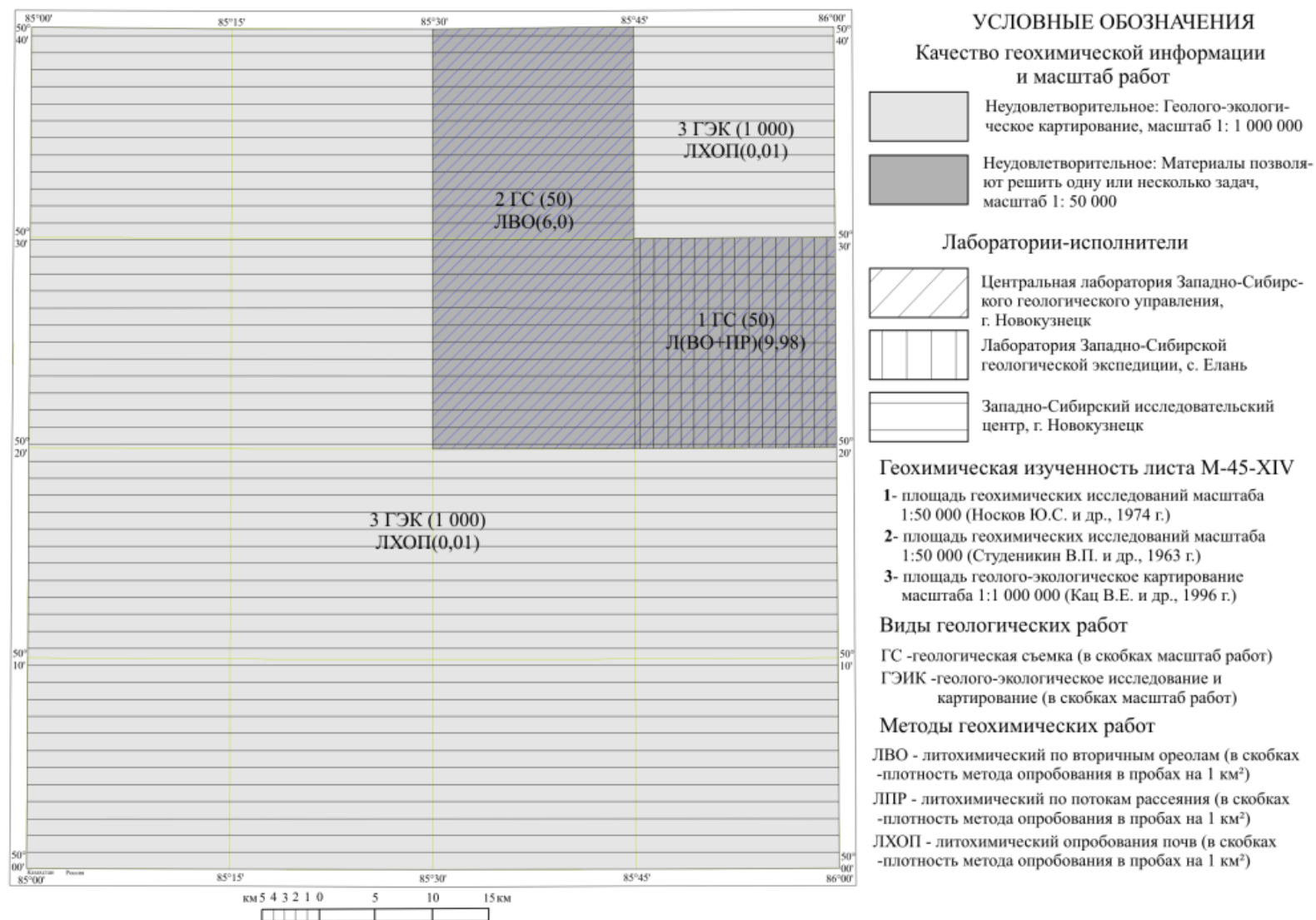


Рис. 4. Картограмма геохимической изученности листа М-45-XIV.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1962 г. в Центральной части Горного Алтая выделен Л. А. Михалевой [186] самостоятельный терехтинский диабазовый дайковый комплекс. Изучены распространение и петрохимические особенности комплекса.

В 1968 г. тематическими работами А. И. Родыгина [94] исследованы зеленосланцевые толщи Уймонского и Терехтинского выступов на юго-востоке Горного Алтая. Подчеркнута важность проблемы докембрийских и более молодых метаморфических толщ Горного Алтая с точки зрения оценки тектонических структур на полезные ископаемые.

В 1983–1999 гг. коллективом палеонтологической лаборатории г. Новокузнецка [164] проведена полная палеонтологическая характеристика стратотипов свит легенды Госгеолкарты-200 (серии Алтайская и Кузбасская) по большинству разрезов докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Для ряда региональных стратиграфических подразделений дана их развернутая палеонтологическая характеристика по наиболее важным группам окаменелостей.

В различные периоды времени геологами Новосибирска и Новокузнецка изучались стратифицированные образования от докембрия до девона, результаты работ отражены в публикациях и монографиях следующих авторов: Буслов М. М., Обут О. Т. [13], Гинцингер А. Б., Грацианова Р. Т. [29], Елкин Е. А. [46], Желтоногова В. А. [47], Зыбин В. А. [15, 51], Родыгин А. И. [96], Савицкий В. Р. [106], Сенников В. М. [15, 110, 111] и др.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа М-45-ХІV участвуют вулканогенные и осадочные образования палеозоя и кайнозоя. Существенные отличия разновозрастных отложений в разных структурно-формационных зонах, представленных на площади Ануйско-Чуйской, Холзуно-Чуйской СФЗ, а также Куратинским, Коргонским и Бирюксинским наложенными прогибами, не дают возможности построения единого стратиграфического разреза. В соответствии с легендой Горно-Алтайской серии листов, характеристика осадочно-вулканогенных отложений приводится раздельно по вулcano-плутоническим поясам, секторам, а осадочных – по бассейнам и фациальным зонам в порядке их омоложения. Сводная схема стратиграфии палеозойских отложений представлена в следующем виде:

- венд–раннепалеозойские вулcano-плутонические пояса: Алтае-Салаирский вулcano-плутонический пояс – сугашская свита ($\mathbb{C}_{1-2}sg$);
- кембрийско–раннеордовикский бассейн – горноалтайская серия (кудатинская ($\mathbb{C}_{2-3}kd$), катунская ($\mathbb{C}_{2-3}kt$) свиты);
- позднекембрийско–среднедевонский бассейн – бирюксинская свита ($\mathbb{O}_{1-3}br$), техтенская свита ($\mathbb{O}_3th$), громотухинская серия (чинетинская свита ($\mathbb{S}_1\check{c}n$)), тигирекская серия (чесноковская ($\mathbb{S}_1\check{c}s$), чагырская ($\mathbb{S}_1\check{c}g$) свиты), куимовская свита ($\mathbb{S}_1km$), барагашская свита ($\mathbb{D}_1br$);
- ранне-среднедевонский вулcano-плутонический пояс – холзунская свита ($\mathbb{D}_1hl$), ергольская свита ($\mathbb{D}_1er$), коргонская свита ($\mathbb{D}_{1-2}krg$);
- девонско–раннекаменноугольный вулcano-плутонический пояс – онгудайская свита ($\mathbb{D}_2og$), куратинская свита ($\mathbb{D}_2kr$), урскульская серия (туэктинская ($\mathbb{D}_{2-3}tk$) и куладинская ($\mathbb{D}_3kl$) свиты);
- среднедевонско–каменноугольный бассейн – черемшанская свита ($\mathbb{D}_3-C_1\check{c}r$);
- каменноугольные приразломные впадины и прогибы – кызылташская свита ($\mathbb{C}_3kz?$).

Кайнозойские образования представлены палеогеновыми нерасчлененными отложениями, неогеновой туерьской свитой, четвертичными бекенской и башкаусской свитами, ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, озерными, гляциоаллювиальными, озерно-ледниковыми, элювиальными, делювиальными, коллювиальными, десерпционными, делювиально-солифлюкционными, пролювиальными и болотными отложениями.

Характеристики физических свойств стратифицированных пород по свитам приведены в приложении 15, геохимические особенности отражены в приложении 18.

ВЕНД–РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

АЛТАЕ-САЛАИРСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КОКСИНСКО-АРГУТСКИЙ СЕКТОР

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Сугашская свита ($\mathbb{C}_{1-2}sg$) закартирована на северной периферии Холзуно-Чуйской СФЗ, где ее отложения широкой (до 7–8 км) субширотной полосой прослеживаются от р. Текелю на западе до р. Мульта на востоке, обрамляя южный фланг Терехтинского горста и совместно с литокомплексом средне-позднекембрийской катунской свиты слагая северное крыло крупной синклинальной структуры. Залегание отложений свиты имеет преимущественно субширотное простираие с падениями в южном направлении, при этом часто наблюдаются осложне-

ния в виде разнопорядковых дизъюнктивных и пликтивных дислокаций.

Основание свиты на изученной площади не вскрыто. С метаморфитами терехтинского комплекса границы повсеместно тектонические, с перекрывающей катунской свитой – не ясны: обнаженные контакты нами и предшественниками достоверно не установлены, взаимоотношения трактуются и как стратиграфически несогласные [26], и как согласные в виде постепенных переходов [167]. В настоящей работе нами принята последняя точка зрения.

Стратотип свиты не выделен. Серийной легендой в качестве ареального стратотипа определен район, охватывающий междуречье Бол. Сугаш–Мульта. По составу в свите выделяется две части [27]: нижняя терригенная и верхняя существенно вулканогенная с подчиненным количеством осадков.

Нижняя часть сложена в основном филлитизированными алевролитами и глинистыми сланцами (80 %), песчаники составляют около 20 %. Относительная доля песчаников несколько возрастает в верхней половине разреза, где они образуют сравнительно мощные (до 100 м) самостоятельные пачки. Наиболее полный разрез нижней части обнажен на водоразделе рр. Теке-лю–Челтогашиха [167]. Здесь наблюдаются следующие пачки (снизу вверх):

1. Голубовато-зеленые, зелено-серые и фиолетово-серые интенсивно рассланцованные алевролиты (иногда – тонкозернистые песчаники) и глинистые сланцы. Породы изредка гофрированы и пронизаны прожилками кварца мощностью до 10 см 400 м
2. Зеленые рассланцованные алевролиты и сланцы с плитчатой отдельностью; встречаются тонкие прожилки кварца 250 м
3. Фиолетовые и голубовато-зелено-серые алевролиты и глинистые сланцы 100 м
4. Зеленовато-серые, голубовато-серые алевролиты и глинистые сланцы 300 м
5. Редкие выходы зеленых, голубовато-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов 150 м
6. Преимущественно фиолетово-серые, реже – темно- и зеленовато-серые алевролиты и глинистые сланцы, нередко гофрированные и окварцованные 500–600 м
7. Голубовато-зеленые, редко – фиолетово-серые алевролиты и глинистые сланцы, в верхней части с прослоями мелкозернистых песчаников 1 000 м

Далее, после незначительного (около 25 м) задернованного интервала, следуют эффузивные образования верхней части разреза сугашской свиты. Суммарная мощность отложений в данном разрезе не менее 2 700 м, мощность вероятно завышена за счет складчатости и предположительно составляет 1 300–1 400 м.

Фациальные изменения осадков нижней части в целом незначительные и выражаются, главным образом, в постепенной смене окраски пород: с запада на восток, по простираению отложений от вышеприведенного разреза, происходит затухание голубоватых и фиолетовых оттенков, доминирование серых и зеленовато-серых цветов. Характерной особенностью является известковистость песчаников и алевролитов, наиболее высокая в низах и слабопроявленная в верхах разреза. Среди осадков развиты преимущественно алевролиты, в подчиненном количестве глинистые сланцы и песчаники. Все разновидности в той или иной степени обычно сланцеваты. Песчаники часто полосчатые, иногда гофрированы, в основном тонко-мелкозернистые, редко – крупно-грубозернистые. По составу преимущественно полевошпат-кварцевые, иногда – полимиктовые. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом (от альбита до андезина), микрокварцитами, вулканитами кислого состава, эпидотом. Цемент обычно хлоритизирован и серицитизирован, с переменной долей карбоната. Алевролиты нередко пльчатые, по составу аналогичны песчаникам. Глинистые сланцы, как правило, тонколистоватые с шелковистым блеском на плоскостях рассланцевания.

Верхняя часть свиты сложена разномощными потоками базальтоидов (около 70 % мощности) и терригенными отложениями. Представительный разрез обнажается на правом берегу р. Черная Речка (правый приток р. Бол. Окол) [167]. Здесь от дайкообразного тела пироксенитов снизу вверх прослеживаются следующие пачки:

1. Андезибазальты серовато-зеленые, зеленовато-светло-серые массивные мелкопорфировые и афировые, изредка миндалекаменные 300 м
2. Чередование песчаников полимиктовых серо-зеленых, зеленовато-серых мелкозернистых ороговикованных (мощность прослоев 25–75 м) с афировыми базальтами 200 м
3. Андезиты серо-зеленые, светлые с коричневатой коркой выветривания плотные плагиоклаз-порфировые 60–150 м
4. Песчаники ороговикованные плотные 65 м
5. Андезиты серо-зеленые плагиоклаз-порфировые 50 м
6. Алевролиты серо-зеленые рассланцованные 60 м
7. Чередование андезитов светло-зеленовато-серых плагиоклаз-порфировых, иногда вариолитовых (мощность 20–45 м) с ороговикованными песчаниками (мощность 30–50 м) 150–250 м
8. Базальты светло-серовато-зеленые массивные пироксен-порфировые. В центральной части интервала

дайкообразное тело габбродиоритов (ширина выхода около 150 м)	80–250 м
9. Алевролиты серо-зеленые рассланцованные с тонкими (до 2 см) прослойками алевритистых песчаников	20–40 м
10. Лавы и лавобрекчии базальтов светло-зеленовато-серых афировых	75–100 м
11. Чередование базальтов светло-зеленовато-серых афировых (мощность 30–50 м) с серо-зелеными, серыми ороговикованными алевролитами (10–90 м). Среди последних изредка присутствуют маломощные слойки мелкозернистых песчаников	280 м
12. Андезиты светло-зеленовато-серые массивные афировые с резко подчиненными пачками (мощность до 20 м) зеленовато-серых и серых алевролитов	около 400 м

Суммарная мощность образований верхней части по данному разрезу 1 750–1 900 м, доля осадочных пород составляет 30–35 %, на эффузивы приходится 65–70 %. Максимальная насыщенность лавами и субвулканическими образованиями наблюдается на водоразделе рек Бол. Сугаш–Бол. Окол и в междуречье Черная Речка–Мульта. Мощность вулканогенной части свиты восточнее с. Мульты резко снижается и на левобережье р. Акчан составляет не более 250 м. Мощность свиты 1 550–3 300 м.

В качестве необычной особенности вулканогенной части разреза свиты следует выделить практически полное отсутствие пирокластических образований, что отмечалось предыдущими исследованиями и подтверждается нашими наблюдениями. Терригенные породы верхней части свиты в петрографическом отношении неотличимы от аналогов в ее нижней части. Характеристика магматических пород дана в главе «Магматизм».

Все породы сугашской свиты в той или иной степени испытали вторичные преобразования, являющиеся следствием совокупного влияния процессов регионального, дислокационного и контактового метаморфизма, что выражается в почти постоянной рассланцованности, нередким развитием катакластических и брекчиевых структур, ороговикованием вблизи интрузивных массивов.

Наиболее сильные изменения наблюдаются в зоне Кучерлинского разлома, где осадки местами превращены в кварц-альбит-карбонат-серицит-хлоритовые сланцы, неотличимые от таковых в терехтинском метаморфическом комплексе. Ороговикование в основном ограничивается частичной перекристаллизацией исходных пород и развитием слюдистых агрегатов, в отдельных случаях (например, на правобережье нижнего течения р. Мульты) фиксируются полностью проявленные роговики с порфиробластами кордиерита.

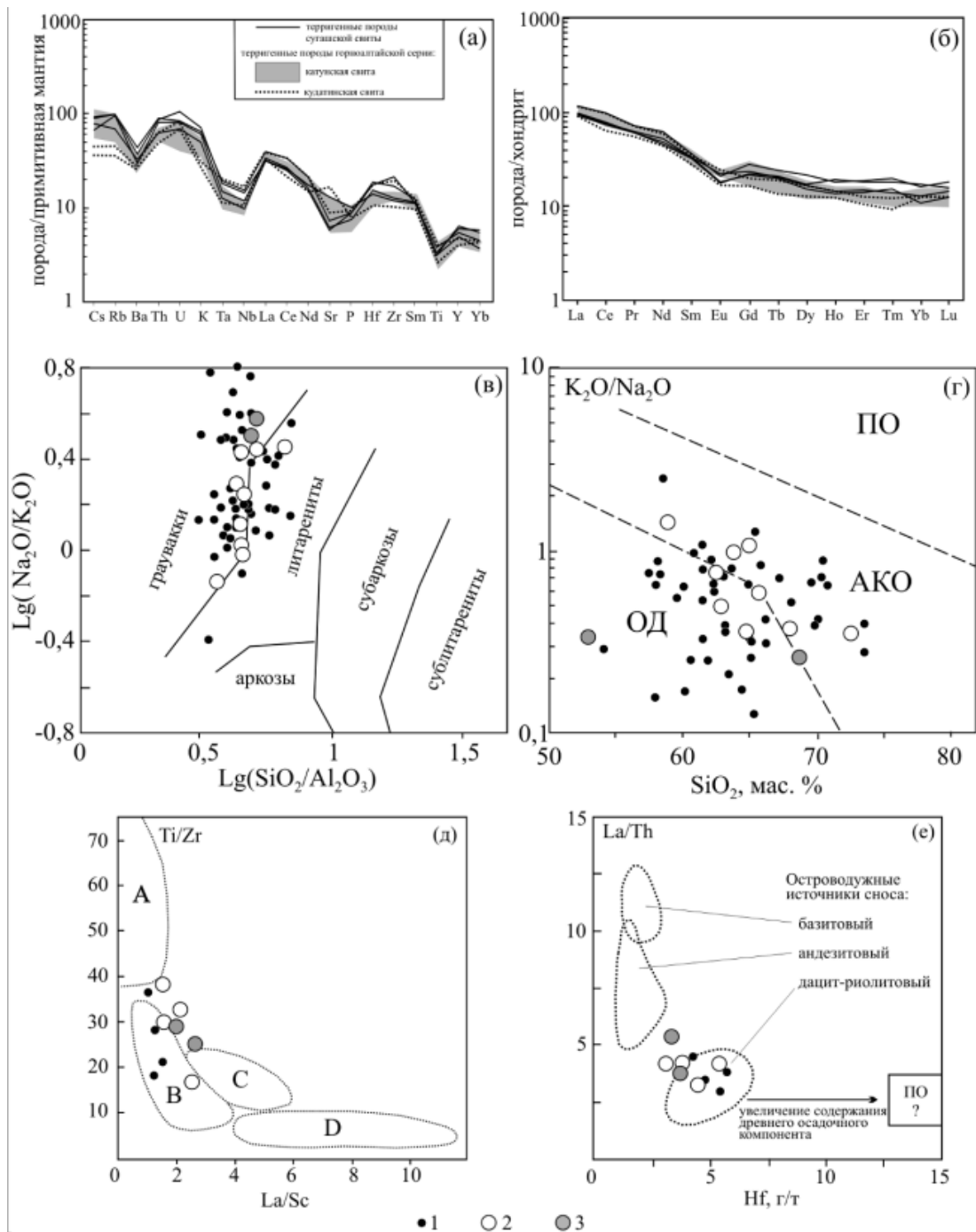
Химический состав терригенных пород свиты приведен в приложении 14. Характерным для сугашских алевролитов и песчаников является сравнительно высокая кремнеземистость (SiO_2 преимущественно в интервале 60–70 масс. %) и небольшое преобладание натрия над калием в балансе щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в основном меньше 1). По соотношению петрогенных компонентов породы соответствуют грауваккам и литаренитам, сопоставляются с современными терригенными литокомплексами субдукционных систем (рис. 5 а, б). По содержаниям и соотношениям редких элементов для сугашских пород устанавливается их формирование в обстановке зрелой островной дуги за счет кремнекислого источника сноса обломочного материала. Обращает на себя внимание практически полная идентичность химического состава пород сугашской свиты и горноалтайской серии (катунской свиты).

Терригенные породы свиты характеризуются халько-сидерофильной геохимической специализацией с высокими концентрациями – Co, Cr, V, Au; при дефиците литофильных (W, Yb, Sn, Li, Sr, Zr) и халькофильных (Pb, Ag, Hg) элементов.

В геофизических полях сугашская свита неконтрастна по отношению к граничащими с ней терехтинским метаморфическим комплексом и катунской свите. На карте аномалий магнитного поля ей соответствуют дифференцированные положительные (0–250 нТл) и отрицательные (от 0 до –100 нТл) поля. Общее субширотное направление положительных магнитных аномалий соответствует положению вулканогенно-осадочной свиты и ее контакту с метабазитовым подкомплексом. На схеме гравитационных аномалий свита характеризуется отрицательными величинами интенсивности в интервале от –110 до –150 МГал.

Возраст свиты достоверно не определен. Палеонтологические свидетельства ни предшествующими, ни нашими работами не выявлены. Согласно серийной легенде, свита условно датируется ранним–средним кембрием, исходя из ее положения в разрезе стратиграфически ниже горноалтайской серии.

Полезных ископаемых в генетической связи с образованиями свиты не установлено. Пространственно к полям свиты приурочены единичные пункты минерализации и геохимические аномалии меди и золота, имеющие эндогенную природу.



1 – сугашская свита, 2–3 – горноалтайская серия: 2 – катунская свита, 3 – кудатинская свита

На спайдерграммах (а) и (б) нормированные составы примитивной мантии и хондрита по Sun, McDonough [146]. Диаграмма (в) – по Pettijhon et al. [143]; (г) – по Roser, Korsch [144]: ОД – островные дуги, АКО – активные континентальные окраины, ПО – пассивные континентальные окраины; (д) – по Bhatia, Crook [131]: А – океанические островные дуги, В – зрелые островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины; (е) – по Floyd, Leveridge [134]: ПО – пассивная континентальная окраина. На диаграммах (в) и (г) кроме авторских использованы анализы из материалов В. А. Зыбина [167].

Рис. 5. Соотношения петрогенных и редких элементов в терригенных породах сугашской свиты и горноалтайской серии.

КЕМБРИЙСКО–РАННЕОРДОВИКСКИЙ БАССЕЙН

ЗАПАДНО-ЦЕНТРАЛЬНО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА ТУРБИДИТОВЫХ ФАЦИЙ СКЛОНОВ И ПОДНОЖИЙ

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения данного возрастного диапозона относятся к **горноалтайской серии**. На рассматриваемой территории они развиты в двух структурно-формационных зонах – Ануйско-Чуйской и Холзуно-Чуйской, в целом занимая примерно 12–13 % площади листа, и характеризуются терригенным составом, однообразным внешним обликом, отсутствием заметных фациальных изменений и преимущественно флишеидным строением. В обеих СФЗ серия представлена своей нижней частью – кудатинской (в Ануйско-Чуйской) и катунской (в Холзуно-Чуйской) свитами.

АНУЙСКО-ЧУЙСКАЯ ПОДЗОНА

Кудатинская свита ($\text{C}_{2-3}kd$) закартирована в северо-западной части листа, где ее отложения распространяются со смежной с севера площади листа М-45-VIII и обнажаются в бассейнах рек Аксугаш, Делд-Сугаш, Черный Сугаш, Мал. Карасу. Основание свиты не вскрыто, границы с вышележащими раннесилурийскими отложениями чинетинской свиты в основном тектонические, но отмечаются и несогласные.

Отложения свиты смяты в разнопорядковые складки, осложненные разрывной тектоникой, и в разной степени рассланцованы. Простирание пачек и отдельных слоев чаще субмеридиональное с крутыми падениями. Свита сложена зеленовато-серыми и серыми разномеристыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и филлитизированными аргиллитами. Последние иногда приобретают серо-лиловую окраску. В целом среди пород заметно преобладают песчаники, но на отдельных участках резко возрастает роль алевролитов и филлитизированных аргиллитов. Изредка в разрезах свиты отмечаются мелкогалечные конгломераты, гравелиты, известковистые песчаники.

Представительный разрез свиты на площади работ не установлен. По оценкам предшественников [26] мощность свиты в районе ориентировочно составляет 4 000 м; на смежном листе (М-45-VIII), где располагается стратотип свиты, ее мощность варьирует в пределах 1 460–2 200 м.

В обломочном материале песчаников преобладают кварц и плагиоклаз, суммарное содержание которых варьирует от 40–50 до 80 %, реже фиксируются кварциты, тонкозернистые терригенные осадки, вулканы различного состава, фрагментарно отмечаются эпидот, турмалин, апатит, слюды, рудный минерал. Цемент базальный и поровый, глинисто-хлоритовый. В конгломератах и гравелитах галька представлена различно окатанными обломками кварца, кварцитов, терригенных пород. Алевролиты, как правило, сильно рассланцованы, по составу обломочного материала сходны с песчаниками, но отличаются повышенным содержанием глинистого материала. Филлитизированные аргиллиты тонкорассланцованные, с линейным расположением вторичных хлорита и серицита. В известковистых песчаниках обломки представлены кварцем, плагиоклазом и кварцитами, реже – тонкозернистыми пелитами; доля карбоната в базальном цементе не превышает 15 %.

По особенностям химического состава терригенные породы кудатинской свиты полностью сопоставляются с аналогами из катунской свиты (рис. 5), что может свидетельствовать об однотипных источниках сноса и сходных условиях осадконакопления. Кудатинская свита характеризуется халько-сидерофильной специализацией с группой накопления: V, Co, Mn, Cr, Au, Bi, Zn; при дефиците литофильных элементов, Ag, Hg. Такая геохимическая специализация может указывать на источники сноса, расположенные в области островодужного андезит-базальтового магматизма.

В геофизическом отношении отложения свиты не контрастны, отражая физические свойства пород, слагающих свиту: им соответствует относительно спокойное слабopоложительное магнитное поле со значениями интенсивности 0–150 нТл ($\alpha - 160 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); на плане гравитационных аномалий они характеризуются отрицательным полем с интенсивностью в пределах от –126 до –132 мГал ($\sigma - 2,69$ г/см³).

Палеонтологических остатков в породах свиты не выявлено. Ее возраст как составной части горноалтайской серии определяется, исходя из стратиграфических взаимоотношений последней с подстилающими (среднекембрийская усть-семиинская свита) и перекрывающими (нижне-среднеордовикская воскресенская свита) отложениями на сопредельных с севера и северо-востока

площадах. На изученной территории наиболее древние отложения, несогласно перекрывающие кудатинскую свиту, датируются ранним силуром (громотухинская серия).

В полях развития свиты установлены мелкие проявления меди и геохимические аномалии золота, ртути, свинца и висмута, имеющие эндогенную природу. Отложения свиты являются благоприятной средой для локализации медно-кварцевого жильного оруденения.

ХОЛЗУНО-ЧУЙСКАЯ ПОДЗОНА

Катунская свита (Є_{2-3kt}) представлена мощными сложно дислоцированными отложениями, в составе которых основную роль играют песчаники, менее развиты алевролиты и филлитизированные глинистые сланцы, иногда отмечаются маломощные прослои и линзы гравелитов и конгломератов, в редких случаях – кремнистые сланцы. Взаимоотношения с подстилающей сугашской свитой, как было сказано выше, неопределенные и предшественниками трактуется по-разному – стратиграфически несогласные с размывом, согласные с постепенным переходом. Нашими наблюдениями характер границ между этими свитами достоверно не установлен, условно принимается как согласный. С перекрывающей ранне-позднеордовикской бирюк-синской свитой взаимоотношения структурно несогласные.

Отложения свиты подвергнуты интенсивной разнопорядковой складчатости, осложненной многочисленными разрывными нарушениями. Залегание пород крайне невыдержанное, изменяется незакономерно.

Облик отложений свиты довольно однообразен: зеленая, серо-зеленая и серая, реже лилово-серая окраска, субритмичный и ритмичный характер переслаивания песчаников, алевролитов и филлитизированных аргиллитов, их постоянное рассланцевание. Мощности прослоев обычно от нескольких сантиметров до метра, редко – больше. Нередко из ритмов выпадает тот или иной элемент, либо появляются гравелиты и конгломераты. Иногда флишеидное строение нарушается появлением мощных пластов песчаников (десятки метров). Песчаники обычно полимиктовые, от мелко- до грубозернистых. В обломочном материале преобладают кварц и плагиоклаз, нередко отмечаются кремнистые породы и магматиты средне-основного и кислого состава, в качестве примеси встречаются фрагменты турмалина, циркона, апатита, граната, эпидота. Конгломераты, по данным Е. С. Левицкого [26], встречаются в различных частях свиты: мелко- и крупногалечные, сланцеватые, с окатанными и угловатыми гальками различных терригенных, вулканогенных и интрузивных пород, кварцитов, кварца, кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Редко встречающиеся в разрезах свиты кремнистые породы представлены кварцитами и микрокварцитами, кремнистыми сланцами. Обычно они грубополосчатые, что обусловлено неравномерным распределением серицита и гематита. В целом терригенные породы катунской свиты (песчаники, алевролиты, аргиллиты) весьма сходны с аналогами сугашской свиты. Основное отличие от последних заключается в отсутствии известковистых разновидностей.

Представительные разрезы свиты не установлены, что связано, с одной стороны, с фрагментарной обнаженностью, с другой – с монотонностью и однородностью состава, а также с тектонической дислоцированностью отложений, не позволяющими проводить какую-либо корреляцию частных разрезов даже в смежных блоках. Каких-либо значимых изменений в фациальном облике свиты в пределах рассматриваемой площади не наблюдается. Согласно предыдущим исследованиям, мощность отложений свиты в районе составляет до 3 500 м [26].

Химический состав пород катунской свиты приведен в приложении 14 и проиллюстрирован на рисунке 4. По всем петрогеохимическим параметрам песчаники и алевролиты серии сходны с терригенными породами сугашской свиты, диагностируются как граувакки и литарениты и сопоставляются с осадочными литокомплексами зрелых островных дуг и активных континентальных окраин с преимущественно кремнекислым источником сноса.

В геофизических полях площади развития свиты отражаются в соответствии с физическими свойствами пород ($\alpha - 138 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $\sigma - 2,69$ г/см³) и наличием среди них интрузивных массивов. На карте аномального магнитного поля отложениям катунской свиты в основном соответствует слабоотрицательное поле со значениями интенсивности от 0 до -200 нТл, на фоне которого местами (бассейн р. Мульта) проявлены локальные положительные аномалии, фиксирующие, вероятно, нескрытые интрузивные тела габброидов. На плане гравитационных аномалий катунской свите отвечает дифференцированное отрицательное умеренноградиентное поле с постепенным увеличением интенсивности Δg от -146 до -120 мГал с юго-востока (р. Акчан) на северо-запад, что обусловлено влиянием интрузий контрастного состава (габброиды и граниты).

Геохимически свита характеризуется дефицитом большинства литофильных элементов и Ag, что указывает на формирование на склоне аккрезированной палеоостроводужной системы,

где источники сноса располагались в областях активного островодужного магматизма.

Палеонтологических остатков, позволяющих надежно датировать катунскую свиту в рассматриваемом районе, не выявлено. Ее средне-позднекембрийский возраст принят согласно серийной легенде.

Отложения катунской свиты (и горноалтайской серии в целом) интерпретируются как терригенно-флишеидный турбидитовый комплекс, сформированный на склонах кембрийской островной дуги [119].

В изученном районе породы свиты являются благоприятной средой для локализации гидротермального оруденения (вольфрам, медь, золото), проявленных в основном вблизи интрузивных массивов.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО–СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ БАССЕЙН

КАБИНО-БИРЮКСИНСКАЯ ЗОНА ТУРБИДИТОВЫХ ФАЦИЙ

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Бирюксинская свита (O_{1-3br}) распространена в крайней юго-западной части площади в пределах Холзуно-Чуйской СФЗ. Наиболее широко она развита в бассейне р. Красноярка, в верховьях рек Озерная и Быстрая Бирюкса; слагает синклинали в междуречье Быстрая Бирюкса – Меновая и на левобережье р. Катунь.

Свита представляет собой флишеидную толщу, сложенную переслаивающимися мелко-тонкозернистыми полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, часто известковистыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами серо-зеленой, серой, темно-серой окраски. Бирюксинская свита в описываемом районе несогласно залегает на кембрийских отложениях горноалтайской серии, с нижнедевонскими образованиями ергольской свиты контакты тектонические.

Разрез толщи начинается с песчано-глинистых пород, содержащих линзы конгломератов и гравелитов, состоящих из хорошо окатанных галек размерами 3–8 см, сложенных полимиктовыми песчаниками, кварцем, зелеными и лиловыми филлитами, алевролитами, долеритами и андезитами [167]. Общая мощность отложений свиты оценивается менее 1 800 м.

Наиболее полный разрез свиты изучен на правобережье р. Быстрая Бирюкса, но в связи с крайне неравномерной обнаженностью он составлен из отдельных фрагментов. Здесь после тектонического нарушения, фиксирующегося широким логом с коренными выходами серицит-биотитовых сланцев, представлены (снизу вверх):

1. Серые тонкозернистые кварц-полевошпатовые тонкозернистые песчаники массивные.....	49 м
2. Серые песчаники полевошпат-кварцевые, массивной текстуры, мелкозернистой структуры, плитчатые.....	423 м
3. Светло-серые песчаники полевошпат-кварцевые тонкозернистые.....	70 м
4. Темно-серые алевролиты.....	81 м
5. Темно-серые до черных алевропесчаники и алевролиты, плитчатые, иногда – со слюдыстым цементом.....	126 м
6. Темно-серые до черных серицит-хлоритовые сланцы, с редкими прослоями (мощностью 3–6 см) песчаников буровато-серых мелкозернистых, слоистость совпадает с рассланцеванием.....	148 м
7. Серые песчаники тонко- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые.....	181 м
8. Переслаивающиеся серые алевропесчаники и темно-серые алевролиты неяснослоистые.....	72 м
9. Серые песчаники.....	25 м
10. Переслаивающиеся серые мелкозернистые песчаники и алевролиты темно-серого цвета. Текстура слоистая нечеткая.....	173 м
11. Серые алевропесчаники.....	178 м
12. Песчаники олигомиктовые светло-серые массивные с редкими выщелоченными кубиками пирита.....	58 м
13. Светло-серые алевропесчаники массивные мелкозернистые олигомиктовые с редкими кубиками пирита.....	16 м
14. Светло-серые песчаники мелкозернистые.....	149 м
15. Светло-серые слоистые алевропесчаники мелкозернистые, слоистость за счет темных алевролитовых слоев ($m < 2$ мм) тонкая, но песчаные слои более мощные (до 10 мм).....	5 м

Мощность отложений свиты по разрезу 1 754 м, вероятно, завышена без учета пликативных структур.

В разрезе бирюксинской свиты принимают участие, главным образом, тонкозернистые але-

ритовые и пелитовые породы, окрашенные в темно-серые, серые, зеленые, светло-зеленые цвета. Псаммитовые породы встречаются редко, образуя маломощные (5–10 см) прослои, представленные всегда мелкозернистыми песчаниками. Характерной особенностью свиты является наличие ясно выраженной тонкой слоистости, обусловленной чередованием темно- и светло-окрашенных полос. Следует отметить присутствие большого количества карбоната в цементе песчаников бирюксинской свиты и преимущественно кварц-плагиоклазовый состав обломочно-го материала.

Известковистые песчаники и алевропесчаники сероцветные; сланцеватой, микроплоччатой, реже массивной текстуры; мелкозернистой, алевропсаммитовой структуры. Обломки составляют до 70–90 % объема породы; как удлиненной, так и изометричной формы, от неокатанных до среднеокатанных. В составе обломков преобладает кварц (70–80 %) и полевой шпат (до 20 %), в меньшем количестве представлены: микрокварциты, хлорит-слюдистые и кварц-слюдистые сланцы. Цемент базальный, поровый и контактовый; карбонатно-кремнистый, кварц-кальцит-хлорит-серицитовый и хлорит-кварц-кальцит-серицитовый; содержание кальцита не превышает 25 %. Алевролиты и алевропелиты темно-серые, реже – оливково-серые; сланцеватой, микроплоччатой, тонкополосчатой, иногда пятнистой текстуры; алевроитовой, бластоалевритовой, псаммоалевритовой, алевропелитовой структуры. Обломки, составляющие до 70 % объема породы, представлены кварцем и полевыми шпатами, неокатанными и плохо окатанными. Цемент поровый, пелитовый, с углеродистым веществом и глинистыми минералами, хлорит-биотит-серицитовый, хлорит-слюдисто-глинистый. Акцессорные минералы во всех терригенных образованиях: циркон, эпидот, турмалин, лейкоксенизированный сфен, рутил, анатаз, апатит, пирит.

Магнитное поле над отложениями бирюксинской свиты низкоградиентное, напряженностью от –100 до –200 нТл; гравитационное поле недифференцированное (от –120 до –122 мГал). Геофизические поля соответствуют физическим свойствам пород свиты: низким значениям плотности ($\sigma = 2,53 \text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивости ($\chi = 22,7 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Сравнительная петрохимическая характеристика отложений бирюксинской свиты и горно-алтайской серии показала, что в ордовикских алевролитах и песчаниках содержание кремнекислоты выше, чем в кембрийских, а суммарная щелочность – меньше. Уменьшение глиноземистости говорит о более длительном процессе сортировки перед окончательным осаждением – вытеснение глины из цемента и замены ее кварцевыми частицами. Это подтверждается петрографическим анализом – структуры соприкосновения в шлифах не редкость [167]. Петрохимические модули [128] – гидролизатный: алевролиты – 0,32–0,33; песчаники – 0,24; титановый – 0,05–0,06; общая нормированная щелочность – 0,23–0,27. По гидролизатному показателю породы относятся к сиаллитам (алевролиты) и силиты (песчаники), в частности к гипосиаллитным. По другим показателям – нормотитановые, нормоглиноземистые, норможелезистые. Щелочной модуль характеризует часть алевролитов как пелитоиды (0,28), другую часть и песчаники (1,17–1,22), как аркозы. Один из фациальных индикаторов ($\text{Fe/Mn}=48,79\text{--}80,3$) свидетельствует о формировании отложений бирюксинской свиты в мелководных условиях [112]. Значения титанового модуля указывают на гумидный климат, а числа общей щелочности – на отсутствие в породе значимых вулканогенных примесей. Последнее подтверждает с одной стороны, тенденцию пород к олигомиктовости, с другой – отсутствие вулканической деятельности – т. е. спокойный тектонический режим в момент накопления.

Отложения бирюксинской свиты характеризуются высокой халько-сидерофильной геохимической специализации, обусловленной аномально высокими концентрациями ($\text{KK}>1,5$) – V, Cr, Co, Mn, Sb, Bi, Au, Cu, Zn; при дефиците литофильных элементов – Yb, Zr, Li, W, Nb и Ag. Ордовикские отложения в значительной степени наследуют геохимические особенности подстилающих флишоидов с сохранением прежних ассоциаций накопления.

Полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с отложениями свиты, не установлено.

В зонах тектонических нарушений алевропелиты метаморфизованы до сланцев серицит-биотитового, серицит-хлоритового состава с микролепидобластовой, бластоалевритовой структурами.

Бирюксинская свита относится к турбидитовой терригенной формации, условия формирования – открыто-морские, мелководные, на континентальном склоне. Областью сноса является пенепленизированная страна с развитой континентальной корой (аккретированная островная дуга [119]), расположенная вблизи бассейна (Терехтинский выступ). Часть обломков в породах бирюксинской свиты (андезиты, долериты) могут принадлежать размытым и переотложенным островодужным образованиям горноалтайской серии. Работы предшественников [21, 26] также свидетельствуют о тектонических выступлениях докембрийского фундамента, как самых вероятных

источниках обломочного материала.

Органических остатков на площади работ не найдено. Довольно редкая фауна в верхней части разреза свиты, установленная за пределами площади листа в линзах известняков и алевропелитах, представлена средне-позднеордовикскими остатками кораллов и мшанок [27, 75, 115]. Возраст, учитывая палеонтологические данные, а также ее положение в разрезе [64], определяется как ранний–поздний ордовик.

ЧАРЫШСКО-ЧУЙСКАЯ ЗОНА РИФОВЫХ ФАЦИЙ

АНУЙСКО-ЧУЙСКАЯ СФЗ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Техтенская свита (O_3^{th}) имеет ограниченное распространение в районе, прослеживаясь со смежного листа М-45-VIII. Отложения свиты слагают узкий тектонический клин в районе слияния рек Аксугаш и Делд-Сугаш. Границы с кембрийскими отложениями кудатинской свиты и силурийскими образованиями чинетинской свиты тектонические.

В целом на площади свита характеризуется терригенным типом разреза и сложена переслаивающимися серыми, лилово-серыми и зеленовато-серыми известковистыми, в разной степени глинистыми, и песчанистыми алевролитами, алевропесчаниками; тонко- и мелкозернистыми, зеленовато-серыми и серыми известковистыми песчаниками.

Полных разрезов на площади не наблюдалось. На правобережье р. Аксугаш по отдельным коренным выходам и делювиальным отложениям наблюдаются (снизу вверх):

1. Серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые известковистые песчаники, рассланцованные.....	2 м
2. Лилово-серые алевролиты интенсивно рассланцованные	24 м
3. Переслаивание серых алевропесчаников и лиловых алевролитов	65 м
4. Переслаивание лилово-серых алевропесчаников, алевролитов и серых кварц-полевошпатовых песчаников	21 м
5. Частое переслаивание серых, лилово-серых, зеленовато-серых алевролитов, песчаников мелкозернистых и тонкозернистых зелено-серых слабоизвестковистых алевропесчаников	219 м
6. Зеленатовато-серые алевролиты, рассланцованные.....	90 м
7. Переслаивание зеленовато-серых алевролитов и зеленовато-серых тонкозернистых слабоизвестковистых алевропесчаников	295 м

Мощность отложений техтенской свиты по разрезу 716 м; на площади – менее 950 м.

Породы представлены песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Песчаники и алевропесчаники известковистые серого, зеленовато-серого цвета, редко тонкообломочные разности лилово-серые; массивной, сланцеватой текстуры; мелкозернистой, алевропсаммитовой структуры. Обломочный материал (0,03–0,25 мм), составляющий 60–70 % объема породы; как изометричной, так и вытянутой формы, от плохой до средней окатанности. По составу кварцевые и кварц-полевошпатовые с ведущей ролью последних, отмечаются обломки микрокварцитов, кварц-хлорит-кальцитовых сланцев, редко – гематитизированных андезитов. Цемент базальный и контактовый, преимущественно кальцит-хлоритовый, карбонатный, в меньшей степени – пелитово-карбонатный. Общее содержание кальцита – менее 25 %.

Алевролиты известковистые лилово-серые, лиловые, зеленовато-серые, сланцеватой текстуры. Обломочный материал (60–65%) алевроитовой (0,03–0,1 мм) и псаммитовой (не более 5–10 %) размерности; средней окатанности. В составе обломков преобладает кварц, полевые шпаты, отмечаются кварц-кальцитовые породы, микрокварциты. Цемент базальный и контактовый, преимущественно кальцит-серицит-хлоритового состава с примесью кварца, пылевидного рудного минерала, лейкоксена. Общее содержание кальцита составляет приблизительно 40–45 %. Аргиллиты сероцветные, сложнослоистой, сланцеватой текстуры; сложены тонкодисперсным, микрочешуйчатым серицитом, ориентированным по слоистости и глинистыми минералами с тонкодисперсным рудным минералом.

Для отложений свиты характерно спокойное ровное слабopоложительное магнитное поле (50–100 нТл), соответствующее практически немагнитным породам.

Геохимически свита характеризуется околосредними содержаниями микроэлементов. В отложениях свиты проявлений полезных ископаемых не известно.

Возраст техтенской свиты по палеонтологическим остаткам (за пределами площади) определяется хирнантским веком позднего ордовика [34].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения силурийской системы на площади листа распространены в Ануйско-Чуйской СФЗ и представлены грамотухинской и тигирекской сериями. Они вытянуты полосой, расширяющейся с востока на северо-запад; с юга ограничены крупным Южно-Терехтинским разломом, по которому силурийские отложения контактируют с метаморфическими образованиями раннего ордовика, и лишь в западной части между ними вклинилась полоса девонских осадочно-вулканогенных пород, зажата в зоне разлома. С девонскими вулканогенно-осадочными образованиями Куратинского прогиба силурийские отложения имеют как тектонические, так и несогласные контакты.

Грамотухинская серия, включающая чинетинскую и полатинскую свиты, характеризует крупный рудданско-теличский трансгрессивный обломочно-карбонатный цикл седиментации, выраженный закономерной сменой пород от прибрежно-морских существенно терригенных к морским терригенно-карбонатным. На площади представлена только чинетинская свита.

Чинетинская свита (S_1^{ch}) широко распространена в бассейне р. Бол. Булукта, на правом берегу верхнего течения рек Юстик и Тюгурюк, на водоразделах рек Маргала, Бол. и Мал. Чибит, Долгий Ключ, Куругеш. Она сложена карбонатно-терригенными образованиями, которые представляют собой весьма разнообразные невыдержанные по латерали мелководно-морские и в меньшей мере прибрежно-морские фации осадков.

Чинетинская свита имеет тектонические границы с метаморфическими образованиями терехтинского комплекса и с эффузивно-осадочными отложениями раннедевонской ергольской свиты. С вышележащими отложениями чесноковской свиты границы преимущественно тектонические, на отдельных участках – стратиграфически несогласные. На водоразделе рр. Долгий Ключ–Куругеш отложения чесноковской свиты с горизонтом конгломератов в основании несогласно залегают на отложениях чинетинской свиты [211].

В разрезах свиты преобладают зелено-серые и серые, реже буроватой окраски, мелко- и среднезернистые, в разной степени – известковистые полевошпат-кварцевые и существенно кварцевые песчаники и алевролиты, алевропелиты и аргиллиты, песчаные и глинистые известняки, нередко с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой кварца и кремнистых пород (прибрежные фации).

В известковистых песчаниках средней части разреза встречена нижнесилурийская фауна [194]. Алевролиты и алевропелиты образуют слои мощностью от первых до нескольких сантиметров, реже – десятков сантиметров. Мелкозернистые песчаники образуют среди алевролитов короткие маломощные линзы с размерами 10–30 см×0,5–2 м или обособляются в отдельные горизонты мощностью до нескольких десятков, реже сотен метров. В восточном поле развития отложений свиты мощности горизонтов известковистых алевролитов и песчаников варьируют от 25 до 250 м. Известняки в разрезе встречаются в виде прослоев мощностью 1–2 м и пластов до 50 м, реже – до 280 м. Последние прослежены по простиранию на 5 км, предполагается, что они имеют линзовидную форму [194]. В коренных выходах часто наблюдаются фациальные переходы по простиранию известняков в известковистые песчаники. Отмечаются горизонты (m – 10–60 м) тонкопереслаивающихся известняков (m – 1–1,5 см) и зелено-серых мелкозернистых песчаников (m – 0,5–5 см), а также известняков и мергелей (m – 2–4 см). Иногда в алевролитах наблюдаются червеобразные известковистые обособления.

В связи с плохой обнаженностью разрез для характеристики свиты составлен из отдельных фрагментов по отдельным частным разрезам и серии разрозненных коренных выходов.

Нижняя часть разреза свиты обнажена в истоках второго и третьего притоков р. Бол. Булукта [194]. Здесь стратиграфически снизу вверх вскрываются:

1. Серые и темно-серые, реже зеленовато-серые известковистые алевропелиты	76 м
2. Песчаники серые кварц-полевошпатовые тонкозернистые известковистые	97 м
3. Серые и темно-серые известковистые алевропелиты с прослоями полимиктовых песчаников и линзовидными прослоями (m – до 6–10 м) темно-серых глинистых тонкозернистых известняков	195 м

Мощность отложений по разрезу составляет 368 м.

Отложения средней части разреза чинетинской свиты можно наблюдать на водоразделе четвертого правого притока р. Бол. Булукта и р. Булуктенюк [194]. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Серо-зеленые алевролиты известковистые с линзой (m – 10 см) светло-серого известняка	15 м
2. Серо-зеленые тонкозернистые песчаники	7 м

3. Алевролиты	20 м
4. Серые песчаники мелко- и тонкозернистые полимиктовые с прослоями до 1,5 м серых известковистых алевропелитов	55 м
5. Серые алевролиты известковистые	8 м
6. Голубовато-серые песчаники кварц-полевошпатовые известковистые мелко-тонкозернистые участками косослоистые, содержащие частые прослои алевролитов	50 м
7. Делювий серых сланцеватых алевропелитов и песчаников	15 м
8. Серые и белые мраморизованные известняки	6 м
9. Зеленовато-серые известковистые алевропелиты	20 м
10. Алевролиты	40 м

Мощность отложений по разрезу составляет 236 м.

Вышеописанный разрез наращивается разрезом по долине р. Булухтенек. Здесь в стратиграфической последовательности обнажаются:

1. Серые с зеленоватым оттенком алевролиты	150 м
2. Темно-серые известковистые аргиллиты и алевропелиты	150 м
3. Известковистые песчаники	60 м
4. Зеленовато-серые известковистые алевролиты	70 м
5. Темно-серые известковистые алевропелиты	50 м
6. Бурые песчаники полимиктовые известковистые с прослоями и линзами алевролитов мощностью до 5 см	24 м
7. Темно-серые известковистые аргиллиты	20 м
8. Темно-серые известняки неравномернозернистые песчано-глинистые	10 м
9. Темно-серые тонкослоистые алевропелиты	30 м
10. Темно-серые алевролиты известковистые	15 м
11. Зеленовато-серые песчаники мелко-среднезернистые	80 м
12. Зеленовато-серые алевролиты глинистые	160 м
13. Сero-зеленые песчаники тонкозернистые полимиктовые известковистые плотные крепкие	50 м
14. Сero-зеленые гравелиты	15 м
15. Буровато-коричневые алевролиты известковистые сланцеватые, серицитизированные	75 м
16. Темно-серые с зеленоватым оттенком аргиллиты	7 м
17. Темно-серые известняки неравномернозернистые песчано-глинистые	20 м
18. Темно-серые аргиллиты тонкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами	110 м
19. Зеленовато-серые алевролиты известковистые	25 м
20. Сero-зеленые аргиллиты	15 м

Мощность отложений по разрезу составляет 1 136 м.

Отложения верхней части разреза чинетинской свиты наблюдаются на левом склоне долины р. Тюгүрюк, в ее среднем течении, между устьями рек Бол. Булухта и Долгий Ключ [194]. Здесь снизу вверх вскрываются:

1. Зеленовато-серые известковистые, глинистые алевролиты с горизонтом серых аргиллитов (20 м) ..	205 м
2. Светло-серые песчаники кварцевые известковистые среднезернистые	60 м
3. Зеленовато-серые алевролиты известковистые	35 м
4. Зеленовато-серые песчаники мелкозернистые полимиктовые	15 м
5. Серые с зеленоватым оттенком алевролиты известковистые	25 м
6. Зеленовато-серые песчаники мелкозернистые полимиктовые	25 м
7. Серые и светло-серые криноидные известняки с фауной <i>Pentagonocyclicus</i> cf. <i>egiasarowi</i> Yelt. (Дубатолова Ю. А.)	30 м

К северо-востоку известняки переходят в глинистые известняки и далее – в известковистые алевролиты.

8. Переслаивающиеся светло-серые, серые с зеленоватым оттенком и бурые песчаники. Песчаники глинистые тонкозернистые известковистые полимиктовые и кварц-полевошпатовые	160 м
9. Серые, зеленовато-серые и бурые известковистые алевролиты	60 м

Мощность отложений по разрезу составляет 615 м.

Приведенные разрезы свидетельствуют о существовании двух типов разрезов нижнесилурийских отложений: 1 – карбонатно-терригенный, 2 – грубообломочный терригенный серо- и зеленоцветный. В пределах описываемой площади образования свиты характеризуются латеральной фациальной изменчивостью и невыдержанной мощностью. Эта смена происходит от краевых частей Ануйско-Чуйской СФЗ к центральным. Так на юге, вблизи Чарышско-Терехтинской зоны разлома, преобладают песчаники (р. Бол. Булухта), ближе к центральным частям Ануйско-Чуйской СФЗ (р. Делд-Сугаш, р. Юстик) наряду с песчаниками значительную роль

приобретают алевролиты и аргиллиты. Количество карбонатных пород в разрезах увеличивается в северо-западном направлении – к центральной части Ануйско-Чуйской СФЗ.

Мощность свиты на площади варьирует в пределах 230–1 800 м.

Литологический состав свиты представлен песчаниками, алевролитами, алевропесчаниками, алевропелитами, аргиллитами, известняками, редкими гравелитами.

Песчаники серые и зеленовато-серые, реже – желто-бурые; мелко- и среднезернистые; массивной, сланцеватой, микроплойчатой текстуры. В нижней части разреза преимущественно полевошпат-кварцевый состав, в других частях – полимиктовые и кварц-полевошпатовые известковистые. В верхней части разреза отмечаются светло-серые кварцевые песчаники, иногда – почти белые известковистые, разномзернистые. Количество кластического материала варьирует от 20 до 90 %; обломки плохо сортированные, угловатые, реже – полуокатанные, в разной степени корродированные. Полимиктовые песчаники состоят из кварца, плагиоклаза и редких обломков альбит-хлоритовых, кварц-серицитовых и серицит-кремнистых сланцев, кварцитов, андезитов, известняков и цементирующей массы. В полевошпат-кварцевых разностях отмечаются обломки кварца, кислого плагиоклаза, реже – калиевого полевого шпата. Цемент базального и порового типа, представлен различными количественными комбинациями кремнезема, серицита, хлорита, иногда – эпидота, а в известковистых разностях – кальцита. Редко отмечаются кварц-плагиоклазовые песчаники, содержащие в цементе значительное количество хлорита. В цементирующей массе присутствуют лейкоксенизированный титаномагнетит, отмечаются единичные зерна апатита, циркона и зеленого турмалина. Цемент песчаников как и обломочный материал несет следы перекристаллизации, приобретая лепидогранобластовую, гранобластовую структуру и полевошпат-кварц-серицит-биотитовый, мусковит-хлорит-кальцитовый состав.

Алевропесчаники зеленовато-серые, серые; массивной текстуры, состоят из обломочного материала (65–70 %) алевроитовой и псаммитовой размерности в равных соотношениях, средней окатанности. Заметно преобладают обломки кварца и полевого шпата, представлены микрокварцитами, гематитизированные андезиты, эффузивы кислого состава, породы кварц-кальцитового, кварц-хлоритового состава, обломки замещенные агрегативным эпидотом и лейкоксеном. Цемент базальный в сочетании с контактовым, часто гранолепидобластовой структуры, кварц-серицит-хлоритового состава. Алевропесчаники известковистые отличаются обилием кальцита (около 20–25 %) и кварц-кальцитовых пород.

Алевролиты серо-зеленые, серые и буровато-коричневые известковистые; бластоалевритовой, микролепидобластовой, гранолепидобластовой структуры и сланцеватой текстурой. Количество алевроитового материала колеблется в широких пределах от 30 до 80 % и постепенно уменьшаясь образует группу алевропелитов. Алевроитовый материал представлен тем же комплексом минералов, что и в песчаниках, т. е. кварцем (70–80 %), плагиоклазом (20–30 %), небольшим количеством калиевого полевого шпата, редкими зернами апатита и зеленого турмалина, в отдельных случаях отмечается обилие мелких включений рудного минерала. Обломочный материал округлой и удлиненной формы, размеры не превышают 0,06–0,08 мм. Цементирующая масса состоит из карбонат-серицит-хлоритового, карбонат-хлорит-серицитового агрегата; в буровато-коричневых алевролитах – из железистого карбоната и хлорита. В известковистых алевролитах в цементе наблюдаются участки кальцитового и хлорит-серицитового состава. В некоторых разностях в цементе присутствует кварц (до 50 %), мелкие изометричные зерна которого группируются в виде линзовидных прослоев.

Аргиллиты и алевропелиты серые, темно- и зеленовато-серые, реже – желто-бурые; часто тонкослоистые, сланцеватые. Слоистость обусловлена чередованием пелитовых и алевроитовых слоев мощностью 1–3 мм. Обломочный материал в алевроитовых прослоях представлен зернами кварца (до 40 %). Цемент серицит-хлоритовый тонкочешуйчатый с густой вкрапленностью лейкоксена и отдельными зернами карбоната. Пелитовые прослои микролепидобластовой структуры состоят из тонкочешуйчатого хлорита и серицита с отдельными алевроитовыми зернами кварца. Аргиллиты состоят из глинистого материала и вторичных минералов: тонковолокнистого хлорита и тонкочешуйчатого серицита; имеют пелито-лепидобластовую структуру, тонкосланцеватую текстуру.

Известняки от темно-серых песчано-глинистых тонко-мелкозернистых до чистых светло-серых и белых, крупнозернистых перекристаллизованных разностей. Текстура массивная, иногда – полосчатая за счет линз, обогащенных глинисто-песчаным материалом. В перекристаллизованных известняках встречается незначительное (5–8 %) количество обломков кварца. Термическим анализом установлено содержание в них кальцита: в серых разностях – 70,4–73,7 %; в белых – 80,6–95 % [194].

Гравелиты серо-зеленого цвета, по минеральному составу, текстуре и взаимоотношениям

зерен и цемента аналогичны среднезернистым песчаникам. Количество обломков в гравелитах составляет 30–40 %. Галька размерами до 2 см представлена белым и темным кварцем, кварцитами, роговиками, мраморами и алевролитами. Крупная галька, как правило, окатанная и плоскоокатанная, мелкая – угловатая и полуокатанная. Цемент гравелитов – песчано-глинистый хлоритизированный.

Отложения чинетинской свиты прорваны многочисленными девонскими дайками и телами долеритов урскульского, реже – онгудайского комплексов, в меньшей степени – гранит-порфиров и риолитов куратинского, кварцевых диоритов и диорит-порфиров топольнинского комплексов. Контактные изменения в терригенных отложениях проявлены в ороговиковании, реже эпидотизации, зоны ороговикования достигают мощности 20–30 м. Известняки в экзоконтактовых частях мраморизованы.

Характерным для чинетинских песчаников является сравнительно невысокая кремнеземистость (SiO_2 – 52–60 масс. %) и значительное преобладание натрия над калием в балансе щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – менее 0,4). По соотношению петрогенных компонентов породы соответствуют литаренитам, сопоставляются с современными терригенными литокомплексами субдукционных систем (рис. 6 а, б). Соотношение $\text{La}/\text{Y}-\text{Sc}/\text{Cr}$ указывает на формирование отложений в условиях пассивной континентальной окраины (рис. 6 в). По содержаниям и соотношениям редких элементов для песчаников чинетинской свиты устанавливается их формирование в обстановке зрелой островной дуги за счет смешанного (андезитовый и кремнекислый) источника сноса обломочного материала (рис. 6 г, д, е). Учитывая неоднозначную интерпретацию обстановки формирования отложений чинетинской свиты, можно предположить присутствие в составе обломков большого количества переотложенных вулканогенных и вулканомиктовых образований, в т. ч. граувакк. По гидролизатному модулю (0,3–0,34) породы относятся к сиаллитам, в частности к гипосиаллитным обломочным породам [128]. По другим показателям – нормотитановые (0,05), нормоглиноземистые (0,21–0,23), норможелезистые (0,38). Щелочной модуль (1,97–3,11) характеризует песчаники чинетинской свиты как аркозы. Натриевый модуль (0,21–0,24) соответствует грауваккам. Соотношение Fe/Mn в песчаниках на правом берегу р. Делд-Сугаш (27,7) указывает на глубоководные, а на водоразделе р. Куругеш и р. Долгий Ключ (66,1) – на мелководные условия формирования отложений [112].

В терригенных отложениях свиты доминирует халькофильная тенденция с накоплением Au, Sb, Bi, Hg, Zn, Cu и усилена сидерофильная тенденция (накопление V, Cr, Co), в группе дефицита большинство литофильных элементов. Известняки характеризуются накоплением элементов из разных групп, в том числе: Ba, Sr, Mn, Cu, Au, Sb; при дефиците сидерофильных и Zn.

В геофизических полях карбонатно-терригенным отложениям свиты, имеющим слабую магнитную восприимчивость (χ – $10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), соответствует низкоградиентное положительное (до 50 нТл) магнитное поле с положительными аномалиями до 150 нТл, возможно, обусловленными скрытыми интрузивными массивами диоритов топольнинского комплекса. В гравиметрическом поле отложения свиты не выделяются в общем поле отрицательных значений (от –122 до –154 мГал), отражающих распространение карбонатно-терригенных отложений ордовика-силура с относительно низкой плотностью (σ – 2,61 г/см³).

Минерагенический облик свиты определяется полиметаллическими и золоторудными проявлениями и пунктами минерализации золоторудной полиметаллической формации, проявлением сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации. Карбонатные отложения являются благоприятной средой для локализации медно-скарнового оруденения в зонах развития интрузий топольнинского комплекса, в том числе и не выходящих на поверхность.

Нижнесилурийский возраст свиты устанавливается по фауне определенной Дубатоловой Ю. А. как *Pentagonocyclicus* cf. *egiasarowi* Yelt. и *Cyclocyclicus* (?) cf. *sibiricus* Yelt., найденной в известковых алевролитах средней части разреза чинетинской свиты [194].

Тигирекская серия имеет ограниченное распространение в верховьях рек Маргала, Бол. Теректа и Чендек в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ. Она образует второй силурийский цикл седиментации с нижней трансгрессивной (существенно терригенная чесноковская, карбонатная чагырская) и верхней регрессивной (карбонатно-терригенная куимовская свита) частями в интервале теличский–гомерский века.

Чесноковская свита ($S_1\check{c}s$) пользуется ограниченным распространением к северу от Чарышко-Терехтинского разлома в центральной и восточной его частях, в бассейне правых притоков р. Бол. Карыгем и рр. Большая и Черная Теректа. Отложения представлены темно-серыми, серыми, зелено-серыми, часто в разной мере известковистыми аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями органических известняков. С ниже лежащей чинетинской свитой на площади имеет тектонические контакты, реже – несогласные стратиграфические, с вышележащей чагырской свитой – контакты согласные; с девонскими

отложениями барагашской и куратинской свит – контакты тектонические.

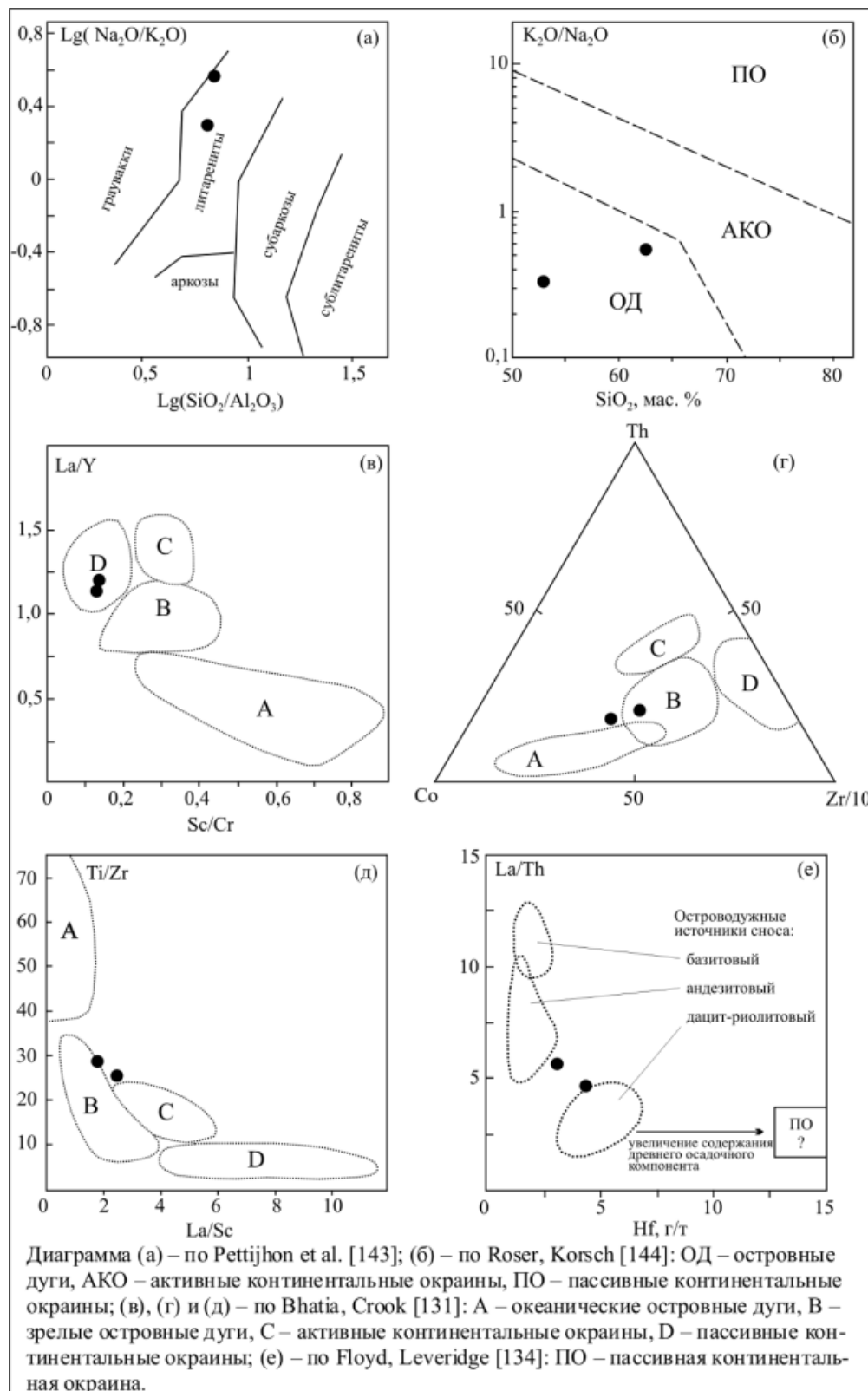


Рис. 6. Соотношения петрогенных и редких элементов в известковистых песчаниках чинетинской свиты.

В состав свиты входят серые, желтовато-серые, зеленовато-серые и серовато-зеленые алевролиты, аргиллиты, песчаники и белые, светло-серые, реже темно-серые известняки. Грубые терригенные разности, представленные песчаниками и гравелитами, конгломератами, имеют незначительное распространение. Отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью, что фиксируется в ряде разрезов (междуречье рек Черная–Бол. Теректа, верховье р. Чен-

дек), в которых присутствуют переходы известняков в аргиллиты и наоборот [190].

По материалам ГСР-50 [211] в основании свиты, там где она имеет стратиграфические контакты с нижележащими осадками, фиксируется маломощный (до 10–20 м) горизонт конгломератов. Эти конгломераты по простиранию с востока на запад несколько изменяют свой облик и состав. В восточной части площади (р. Куругеш, водораздел рек Куругеш–Долгий Ключ) они представлены кремнистыми мелкогалечными конгломератами с различно окрашенной галькой кварцитов, сцементированной зеленоватым, существенно кварцевым и, реже карбонат-кварцевым крупнозернистым псаммитовым материалом. Западнее на водоразделе рек Долгий Ключ–Бол. Чибит в гальке кроме кварцитов появляются известняки, песчаники, цемент становится существенно карбонатным. Обычно совместно с конгломератами залегают светлые зеленовато-серые средне- и крупнозернистые существенно кварцевые и известковистые песчаники, также небольшой мощности.

Нижние горизонты свиты, лежащие на известковистых песчаниках чинетинской свиты, характеризуются пестротой состава и невыдержанностью отдельных пачек по простиранию. В этой части отмечается чередование рассланцованных алевропитов с отдельными пачками, прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Здесь же наблюдаются линзы известняков мощностью от 3–5 до 18–20 м, отмечаются песчаные разности. Они быстро выклиниваются или замещаются по простиранию известковистыми песчаниками. В связи с неравномерной обнаженностью полного разреза чесноковской свиты на площади не установлено.

Один из наиболее представительных разрезов свиты вскрывается по правому борту р. Черная Теректа, где нижняя часть срезана Чарышко-Терехтинским разломом [190] и прослеживаются (снизу вверх):

1. Известковистые аргиллиты	30 м
2. Известняки тонкозернистые мраморизованные	50 м
3. Песчаники темно-серые мелкозернистые	50 м
4. Известняки тонкозернистые мраморизованные белые, до темно-серых	80 м
5. Известковистые аргиллиты	55 м
6. Переслаивание зеленовато-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с белыми тонкозернистыми мраморизованными известняками	185 м
7. Переслаивание известковистых алевролитов с известняками, вверху переходят в мергели	120 м
8. Известняки тонкозернистые	45 м
9. Переслаивание известковистых аргиллитов и алевролитов. В верхней части – аргиллиты	150 м
10. Серые известковистые аргиллиты	195 м
11. Зеленовато-серые мергели	180 м

Мощность отложений свиты по разрезу 1 140 м.

Здесь среди песчаников и алевролитов преобладают полимиктовые разности. Характерной особенностью терригенных пород является высокая степень известковистости, с содержанием карбонатного материала не менее 40 %. Вверх по разрезу степень карбонатности увеличивается, известковистые аргиллиты замещаются зеленоватыми мергелями.

При ГСР-50 на водоразделе рек Долгий Ключ–Бол. Чибит по отдельным коренным выходам и горным выработкам был составлен разрез по отложениям тигирекской серии, объединяющей чесноковскую, чагырскую и куимовскую свиты [211]. С учетом современной серийной легенды фрагмент, представляющий чесноковскую свиту, сложен (снизу вверх):

1. Темно-серые слоистые алевролиты, рассланцованные	665 м
2. Серые известковистые рассланцованные алевролиты пloyчатые. В алевролитах карбонат-кварцевые жилы мощностью 10–15 см	45 м

От вышележащих отложений чагырской свиты чесноковская свита отделена тектоническим нарушением. Общая мощность по разрезу составила 710 м.

Мощность свиты 340–1 240 м.

Литологический состав свиты не отличается разнообразием. Известковистые аргиллиты зеленовато-серые, серые, слабометаморфизованные с микролепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Состоят из бурого хлоритизированного глинистого материала, среди которого отмечаются чешуйки серицита, зерна кварца и полевого шпата. По всей породе отмечаются тонкие слои, сложенные серицитом. Алевролиты темно-серые, отличаются от вышеописанных аргиллитов присутствием частиц алевролитовой размерности и низким содержанием карбонатного материала. Встречаются разности кремнисто-глинистого состава. Известняки серые, темно-серые, загрязненные глинисто-песчаным материалом, обычно рассланцованы, с бурым карбонатом пелитовой размерности с тонкими слоями и пятнами глинистого материала.

Терригенные отложения свиты характеризуются дефицитом литофильных (W, Sn, Li, Be, Nb, Zr, Y) элементов и Hg, а также накоплением Au, Bi. Такие особенности, вероятно, обусловлены отсутствием в обломках кислых магматических образований, накопление Au, Bi может происходить в глинистой составляющей литологических разностей.

Магнитное поле над породами чесноковской свиты однородное, недифференцированное слабоположительное (0–50 нТл), находится в полном соответствии с магнитными свойствами ($\alpha - (1-11) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $\sigma - 2,67-2,68$ г/см³), не выделяясь среди других силурийских образований (прил. 15).

На АФС наиболее характерным для площади распространения карбонатно-терригенных отложений является неоднородный, полосчатый рисунок, обусловленный частым чередованием светлых полос, сложенных известняками и более темных, представленных алевролитами, аргиллитами, алевропелитами.

Вещественный состав отложений и морской характер осадконакопления позволяют отнести описанный комплекс к образованиям карбонатно-терригенной формации.

В отложениях чесноковской свиты проявлений полезных ископаемых не установлено, известны шлиховые потоки галенита.

Возраст описываемых отложений устанавливается по остаткам ископаемой фауны, обнаруженной в горизонтах черных глинистых известняков в верхних частях толщи. Здесь среди кораллов В. А. Желтоноговой определен *Lelophyllum conicum* Bulvanker, характерный для нижнего лудлова Горного Алтая [190]. В средней и верхней части толщи собрана фауна брахиопод: *Harpidium* cf. *insigne* Kirk., *Machaeraria* ex gr. *nymphaeiformis*, *Conchidium* (?) sp. indet., характерная, по мнению Л. Г. Севергиной, для отложений венлокского и лудловского ярусов [190]. В связи с неоднозначностью палеонтологических определений возраста свиты, учитывая стратиграфическое положение (ниже мощной карбонатной толщи собственно чагырской свиты) вышеописанные отложения отнесены к чесноковской свите, соответствующей верхам теличского яруса согласно современному расчленению силура [200].

Чагырская свита (S₄cg) откартирована в бассейнах правых притоков р. Бол. Карыгем и в нижнем течении р. Маргала, в бассейнах р. Тюгүрюк и его левого притока р. Чанкыр, прослеживается на восток до нижнего течения р. Черная Теректа. Отложения свиты согласно залегают на породах чесноковской свиты и в свою очередь согласно перекрываются образованиями куимовской свиты. В верхнем течении р. Арченда на силурийских известняках несогласно, с конгломератами в основании, залегают девонские отложения [211].

Отложения свиты представлены белыми, серыми, светло-серыми, иногда розоватыми известняками, часто мраморизованными, слоистыми и массивными. Незначительную роль в составе свиты играют серые и темно-серые рассланцованные известковистые алевролиты и алевропелиты, серые известковистые песчаники. На водоразделе рек Бол. Карыгем–Арченда в верхних горизонтах появляются черные песчаные и глинистые известняки, содержащие обильные остатки криноидей и незначительное количество табулят. Из последних Н. Б. Келлер определены *Favosites* ex gr. *hisingeri* m'Eolw. et H., *F.* sp., *Cladopora* sp., *Thamnopora* sp. [211]. Мощность горизонтов черных глинистых известняков среди белых колеблется от 10–15 до 200–250 м. Термическим анализом известняков из различных точек района и рентгенометрическим анализом (115 проб) из всех разновидностей известняков в составе установлено явное преобладание кальцита (86–96 %) [211]. Только на водоразделе рек Бол. и Мал. Чибит зафиксировано повышенное содержание доломита (3–10 %).

Разрез отложений свиты по р. Черная Теректа [190] представлен монотонной толщей белых и серых мелко- и тонкозернистых мраморизованных известняков мощностью 1 180 м. В разрезе поперек долины р. Мал. Чибит, в верхнем ее течении [194], представлены белые и светло-серые мелкокристаллические известняки, общей мощностью 840 м, с горизонтом темно-серых глинистых известняков (100 м). На водоразделе рек Чанкыр–Тюгүрюк составлен разрез [194], где в мощной толще (1 145 м) белых и светло-серых мраморизованных известняков наблюдается горизонт темно-серых известковистых алевропелитов (50 м) и отдельные прослои серых известняков.

Фрагменты разреза чагырской свиты наблюдались на водоразделе рр. Долгий Ключ–Бол. Чибит. Здесь через задернованный интервал на отложениях чесноковской свиты залегают (снизу вверх):

1. Серые известняки слоистой текстуры; чередуются слои серые и светло-серые на выветрелой поверхности они приобретают розовый оттенок; тонкозернистая структура.....3 м
2. Серые известковистые алевролиты 64 м
3. Светло-серые известняки, местами рыжевато-серые, тонкозернистые 48 м
4. Темно-серые известняки глинистые тонкозернистые однородные плитчатые 62 м

5. Светло-серые слоистые известняки, светло-серые полосы чередуются с рыжеватыми, породы плитчатые	83 м
6. Светло-серые, кремовые, иногда с рыжеватым оттенком, розоватые известняки, в начале (50 м) интенсивно рассланцованные, далее – более массивные, тонкозернистые	230 м

Общая мощность по разрезу составила 490 м.

Подобное строение свита имеет на всех участках своего развития и повсеместно представляет мелководные фации открытого моря карбонатной платформы с доминирующими рифогенными известняками. Различие в мощностях и полноте разрезов свидетельствует о достаточно расчлененном рельефе в области накопления осадочных отложений в силурийском периоде.

В литологическом отношении породы чагырской свиты довольно однообразны, представлены, в основном, известняками и мраморизованными известняками. В подчиненном количестве присутствуют известковистые песчаники, алевролиты и известковистые алевропелиты. Среди известняков встречаются «чистые» разности и загрязненные глинистым и песчаным материалом, переходы между ними обычно постепенные.

Известняки имеют белый и светло-серый, кремовый цвет, полосчатую и слоистую текстуры. Первая обусловлена чередованием бурых, розовых и серых полос; последняя обычно устанавливается по наличию тонких прослоев, обогащенных глинистым материалом. Известняки обычно мелко- и мелкозернистой структуры; сложены кальцитом, среди которого встречаются отдельные зерна кварца. В ряде случаев наблюдается перекристаллизация кальцита до размеров зерен 3–5 мм, при обычных размерах – 0,2–0,3 мм. Известняки мраморизованные отличаются неравномернотекстурной гранобластовой структурой. Границы зерен в большинстве случаев резко извилистые, лапчатые, у крупных зерен обычно простые, неровные. Полосчатость обуславливается чередованием полос (м – 1–2 мм) с различной размерностью зерен кальцита. Примесь терригенного материала в породе не превышает 3 %, размеры обломков варьируют в пределах 0,05–0,3 мм; представлены кварцем, полевым шпатом, отмечаются мусковит и пелитовый материал. Содержание кальцита в чистых разностях по данным термического анализа составляет 76–92 %, CaO – 41–51,6 % [190]. В редких случаях к кальциту известняков примешано значительное количество тонкозернистого органического вещества, равномерно распределенного по породе.

Глинистые известняки отличаются лишь примесью глинисто-песчаного материала, содержание которого изменяется в широких пределах. Известковистые песчаники светло-серого, серого цвета; сланцеватой текстуры; мелко- и среднезернистой, псаммитовой, алевропсаммитовой структуры; плагиоклаз-кварцевой состава. Обломки обычно угловатые, корродированные. Цемент базальный, карбонатный.

Известняки образуют неприступные скалы или узкие гребни на склонах и водоразделах высотой десятки метров, ориентированные обычно в направлении близком к широтному. Участки сложенные алевролитами и песчаниками отличаются более мягкими задернованными и залесенными формами рельефа.

Известняки чагырской свиты характеризуются халькофильной специализацией с группой накопления: Mo, Cu, Ag, Au; при дефиците сидерофильных (V, Mn, Ni, Ti), литофильных (Ba, Li, P) и халькофильных (Zn, Hg) элементов.

Карбонатные и терригенно-карбонатные образования чагырской свиты являются благоприятной средой для локализации гидротермального оруденения. Здесь известны проявления и пункты минерализации полиметаллов и золота, связанные с субвулканическими образованиями куратинского комплекса.

Определение возраста пород, слагающих чагырскую свиту, произведено на основании ископаемых органических остатков (кораллов), найденных в нижней части разреза в темно-серых известняках. Здесь палеонтологом З. Ф. Пивоваровой определены следующие формы: *Egosiella* ex gr. *lagulata* Rominger, *Halysites* sp. indet., *Heliolites* sp., *Fletcheria gigantea* sp. nov. Присутствие в породах толщи *Egosiella* ex gr. *lagulata* Rominger, встречающегося в отложениях чагырской свиты Горного Алтая, позволяет З. Ф. Пивоваровой достаточно уверенно датировать возраст вмещающих пород как нижний лудлов [194]. В верхних горизонтах толщи известняков собрана бедная фауна, Н. Б. Келлер и Р. С. Елтышевой определены формы: *Favosites* ex gr. *hisingeri* m'Eolw. et H., *Cladopora* sp., *Thamnopora* sp., *Cyathocrinus simbolex* Yelt., *Protalocrinus comptus* Yelt., позволяющие относить вмещающие их породы к верхнему силуру [165].

Возраст чагырской свиты в соответствии с современными схемами МРСК [200], несмотря на противоречивые палеонтологические определения, устанавливается как шейнвудский.

Куимовская свита (S₄km) развита ограниченно в бассейне левых притоков р. Тюгюрюк и правых притоков р. Бол. Карыгем, а также в бассейне р. Бол. Теректа. В составе свиты преобладают сероцветные и зелено-серые известковистые алевролиты, полимиктовые песчаники, с

прослоями темно-серых, почти черных аргиллитов, отмечаются редкие горизонты темно-серых глинистых и белых мраморизованных известняков. Породы свиты согласно залегают на отложениях чесноковской свиты, с нижедевонской барагашской свитой контакты тектонические.

Крайне неравномерная обнаженность не позволила составить полноценные детальные разрезы отложений куимовской свиты. В верхнем течении р. Мал. Чибит изучен разрез по отдельным коренным выходам и элювиально-делювиальным образованиям протяженностью 990 м [194]. Здесь наблюдается переслаивание известковистых серо-зеленых, серых алевролитов и песчаников с темно-серыми аргиллитами. Среди терригенных мелкообломочных образований картируются линзы и прослои (m – 110–160 м) белых мраморизованных известняков.

На водоразделе рр. Долгий Ключ–Бол. Чибит в общем разрезе тигирекской серии свита представлена следующими пачками (снизу вверх):

1. Темно-серые алевролиты, рассланцованные	290 м
2. Серые песчаники тонкозернистые, в начале – смятые в складки	80 м
Тело диорит-порфиринов от темно- до светло-зелено-серых, пропилитизированных, порфировой структуры, вкрапленники полевого шпата размерами 1–5 мм, порода карбонатизирована	26 м
3. Серые рассланцованные алевролиты	250 м
Дайка темно-зеленых мелкозернистых диорит-порфиринов зеленокаменно измененных	2 м
4. Серые песчаники полевошпат-кварцевые известковистые массивные, мелко-, тонкозернистые	247 м
5. Слоистые известковистые песчаники тонкозернистые, рассланцованные	94 м
Дайка темно-зеленых выветрелых, бурых на сколе метадолеритов	1 м
6. Серые полевошпат-кварцевые песчаники массивные мелкозернистые	62 м
Дайка зеленовато-серых диоритов роговообманковых пропилитизированных и серых диорит-порфиринов массивных мелкозернистых	30 м
7. Зеленовато-серые песчаники массивные мелкозернистые	105 м

Общая мощность отложений свиты по разрезу 1 128 м.

Мощность свиты на площади варьирует в пределах 340–1 130 м.

В литологическом составе свиты преобладают мелкообломочные терригенные разности, известняки не отличаются от аналогичных пород чагырской свиты.

Песчаники полевошпат-кварцевые известковистые серо-зеленые, серые, псаммитовой мелкозернистой, неравномернозернистой структуры. Цемент контактовый. Зерна более окатанные, чем в алевропесчаниках, значительно больше карбоната, последний по размерам часто больше, чем другие минералы. Алевролиты и аргиллиты также серо-зеленого цвета, известковистые, отличаются от песчаников и алевропесчаников только структурой. Алевропесчаники известковые темно-серые, серо-зеленые, неясновыраженной слоистой текстуры, алевропсаммитовой структуры. Обломки размерностью от 0,05 до 0,2 мм составляют около 80 % объема породы, представлены кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, гематитом. Окатанность материала слабая. Количество кальцита в породе составляет не менее 30 %. Цемент породы по типу поровый и контактовый, состоящий из кварца, хлорита, серицита, перекристаллизован в микролепидогранобластовый агрегат.

Полезных ископаемых, связанных с отложениями свиты не установлено.

Куимовская свита на площади фаунистически не охарактеризована, гомерский возраст принимается по стратиграфическому положению и согласно последним схемам МРСК [200].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Барагашская свита (D_{br}) локально развита в верховье р. Бол. Теректа в пределах Ануйско-Чуйского СФЗ. Она представлена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пелитоморфными хемогенными, органогенными и органогенно-обломочными известняками, редко отмечаются линзовидные прослои полимиктовых гравелитов и конгломератов. Эти отложения отнесены к барагашской свите условно по сходству литологического состава с фаунистически охарактеризованными отложениями в Центральном Алтае [34, 190].

На площади листа отложения имеют сравнительно ограниченное распространение и приурочены к среднему течению р. Бол. Теректа и ее левых притоков. С подстилающими отложениями нижнего силура контакты на площади тектонические, с перекрывающими среднедевонскими эффузивами куратинской свиты – несогласные.

В составе свиты представлены серые, зеленовато- и буровато-серые мелкозернистые хорошо сортированные, в разной степени известковистые песчаники и алевролиты, изредка отмечаются

более грубозернистые разности песчаников с примесью гравия, а также прослои и линзы органогенно-обломочных известняков. Мощности терригенных пачек от первых десятков до первых сотен метров; мощность линз известняков – 0,5–20 м, прослоев – 60–300 м.

Нижняя часть отложений барагашской свиты вскрывается в верховьях р. Теректушка, слагая опрокинутую синклинальную брахиморфную складку. Морфологически ядро структуры приурочено к водоразделу междуречья рр. Теректушка–Чендек. Основание толщи представлено образованиями груботерригенного ряда [190].

Схематизированный разрез отложений нижней толщи в верховьях р. Теректушка представлен в следующем в виде (снизу вверх) [190]:

1. Переслаивающиеся алевролиты и светло-серые кварц-полевошпатовые песчаники.....	150 м
2. Кварц-полевошпатовые светло-зеленовато-серые песчаники с мелкими прослоями, линзами гравелитов. Доля грубозернистого материала в верх по разрезу постепенно возрастает.....	250 м
3. Кварцитовидные гравелиты с прослоями и линзами разнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, реже – алевролитов.....	600 м

Суммарная мощность толщи около 1 000 м.

Отложения верхней части свиты приурочены к зоне Чернушенского разлома [190], слагая слабодислоцированную моноклинал северо-западного простирания. В пределах моноклинали, особенно в ее нижней части, выделяется серия мелких структур изоклиналичного типа. Границы с нижележащими и перекрывающими отложениями тектонические.

Схематизированный разрез верхней части барагашской свиты в верховье р. Черная Речка (левый приток р. Бол. Теректа) представляется в следующем виде (снизу вверх): с известняками сикура по разлому контактируют

1. Переслаивающиеся зеленовато-серые алевролиты и светло-серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. В основании пачки среди песчаников наблюдаются маломощные линзы кварцитовидных гравелитов.....	260 м
2. Известняки светло-серые с голубоватым оттенком, в кровле и почве слоя обогащены глинистым материалом.....	30 м
3. Переслаивание алевролитов и темно-серых сланцеватых аргиллитов, в нижней части пачки прослой зеленовато-серых мергелей.....	230 м
4. Песчаники светло-серые кварц-полевошпатовые мелкозернистые кварцитовидные.....	25 м
5. Алевролиты зеленовато-серые с элементами горизонтально-волнистой слоистости, известковистые, иногда – кремнистые.....	250 м

Суммарная мощность по разрезу составляет 795 м, разрез далее прослеживается на смежный лист. Мощность свиты 795–1 000 м.

Характерной особенностью свиты является увеличение степени терригенности отложений по мере движения с запада на восток и уменьшение ее вверх по разрезу. Наибольшим распространением в разрезах свиты пользуются алевролиты, песчаники, в значительно меньшей степени гравелиты и известняки.

Алевролиты зеленовато-серые, серые, с неясновыраженной горизонтально-волнистой, реже косоволнистой слоистой, полосчатой, сланцеватой или массивной текстурой. Структура пород мелкозернистая алевролитовая в сочетании с нематогранобластовой, бластоалевропелитовой, реже – бластоалевропсаммитовой. Обломочный материал (30–60 %) представлен кварцем и полевым шпатом, отмечается рудный минерал, лейкоксенизированные сфен и ильменит, единичный циркон. Цемент базальный, глинисто-кварц-полевошпат-известковистый, серицитовый с примесью хлорита; лепидобластовой, лепидогранобластовой вторичной структуры. Алевропелиты зелено-серые, неоднородной, сланцеватой текстуры, алевропелитовой в сочетании с лепидогранобластовой структуры. Порода неоднородна по распределению алевролитового и пелитового материала. В алевролитовых участках обломочный материал составляет 30–35 %, представлен кварцем и полевым шпатом. Цемент измененный хлорит-серицит-эпидот-цоизитовый с примесью кремнистого материала, лейкоксена.

Песчаники зеленовато-серые, реже – светло-серые, преимущественно мелкозернистые плотные, часто – кварцитовидные. Структура псаммитовая, реже – бластопсаммитовая, текстура неоднородная. Состоят из кварца (50–70 %), кислого плагиоклаза (10–30 %), калиевого полевого шпата (5–15 %), в незначительном количестве присутствуют обломки кварцитов и кислых эффузивов, резко угловатой формы, слабоокатанные. Цемент преимущественно базального типа, по составу аналогичен алевролитовому.

Гравелиты серые, зеленовато-серые, массивные, очень плотные, кварцитовидного облика. Обломки представлены преимущественно кварцем, кварцитами, реже – порфиоровыми дацита-

ми; угловатой, часто давленной формы. В единичном случае встречены мелкие обломки кислых интрузивных пород с микропегматитовой структурой. Цемент кварц-полевошпатовый базального типа. Известняки светло-серые, белые мелкозернистой, неравномернозернистой и пелитоморфной структуры; неяснослоистой текстуры, обусловленной чередованием карбонатных слоев различной структуры от тонко- до среднезернистой; мраморизованные разности мелкокристаллической структуры.

Песчаники барагашской свиты характеризуются сидеро-халькофильной специализацией, в группах накопления: V, Co, Mn, Cr и Au, Bi, Pb, Sr; при дефиците W, Zr, Hg. Накопление сидерофильных элементов может указывать на полимиктовость песчаников, присутствие в обломках основных пород и хлорита в цементе.

Магнитное поле над породами свиты совершенно однородное от слабopоложительного до слабоотрицательного (от 25 до -25 нТл) и находится в полном соответствии с магнитными свойствами пород свиты ($\alpha = (39-179) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). В гравиметрическом поле свита не выделяется в общем с силурийскими образованиями отрицательном поле ($\sigma = 2,65-2,69$ г/см³).

Груботерригенный, существенно кварц-полевошпатовый состав отложений, отсутствие в гальках пород подстилающих отложений, низкая карбонатность, а также ограниченное количество палеонтологических остатков позволяют отнести их к образованиям литорали и верхней сублиторали (фаии песков и алевритов волнового поля и песчаных пляжей). Наблюдаемый существенно терригенный мелководный разрез свиты отвечает регрессивной стадии, связанной с отступлением моря.

Вопрос о возрасте в настоящее время решается неоднозначно, что связано с бедностью отложений определяемыми органическими остатками, представленными в большинстве случаев криноидеями, водорослями и в редких случаях обломками раковин брахиопод. В целом девонский возраст свиты устанавливается благодаря ранее обнаруженным остаткам типа *Conchidium* cf. *pseudobaschkiricus* Tschern. [165], которые по мнению Н. Л. Бубличенко, позволяют говорить о девонском возрасте вмещающих отложений.

Среди отложений барагашской свиты установлены проявление и пункт минерализации полиметаллических руд, генетически связанные с субвулканическими образованиями куратинского комплекса.

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КОРГОНО-ЧУЛЫШМАНСКИЙ СЕГМЕНТ

КОРГОНО-ХОЛЗУНСКИЙ СЕКТОР

В пределах Коргонского прогиба в основании девонского разреза залегают пестроцветные прибрежно-континентальные обломочные породы холзунской свиты, выше по разрезу следуют эффузивные образования среднего и основного составов и вулканогенно-осадочные породы ергольской свиты, завершают разрез преимущественно кислые эффузивы и разнообразные вулканогенно-осадочные и осадочные породы (доминируют прибрежные и прибрежно-континентальные фаии) коргонской свиты.

Холзунская свита (*D₁hl*) имеет ограниченное распространение на площади листа и составляет линейный тектонический блок в зоне Алтайского разлома, ограничивающего Бирюксинский девонский наложенный прогиб.

Холзунская свита представлена грубопереслаивающимися пестро-, серо- и красноцветными полимиктовыми, реже олигомиктовыми конгломератами, гравелитами, а также полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, часто с примесью туфогенного материала. В этом районе контакты с вышележащими отложениями ергольской свиты не наблюдаются, на смежных территориях они согласные; с нижележащими метаморфическими образованиями терхтинского комплекса границы несогласные и тектонические.

В связи с плохой обнаженностью составлен фрагментарный разрез отложений средней части холзунской свиты по водоразделу рр. Петрушкин–Пологая.

1. Вишневые гравелиты (туфогравелиты?) псефитовой структуры, цемент преимущественно алевритовый или псаммоалевритовый. Обломки плохо окатанные, в основном красноцветных измененных пород, реже зеленого и светло-серого, белого цвета, последние редко имеют гравелитовую размерность, в основном псаммитовую.....20 м
2. Гравелитопесчаники с зелено-серым цементом (псаммоалевритовым) и красноцветными обломками пород, реже – белого кварца в элювиально-делювиальных отложениях.....20 м
3. Красноцветные гравелиты и алевролиты с красноцветными обломками пород, белыми обломками кварца

в крупноглыбовых элювиально-делювиальных отложениях.....	14 м
4. Гравелиты, отличающиеся значительным количеством окатанных, иногда угловатых обломков кварца.....	1 м
5. Алевролиты красноцветные с прослоями гравелитов.....	35 м
6. Алевропесчаники красноцветные.....	5 м
7. Алевролиты красноцветные.....	36 м
8. Гравелиты.....	98 м
9. Гравелиты с редкой галькой до 5 см (конгломератовой размерности), цемент серого цвета; обломки кварца белого и розового, песчаников (туфопесчаников?) серого цвета, кремнистых розоватых пород, гематитизированных вишневых пород, разной окатанности.....	123 м
10. Конгломераты светло-вишнево-серые с галькой молочно-белого кварца и вишневых, розовых пород; галька кварца размерами до 10 см.....	281 м
11. Известковистые конгломераты розовато-серые псефитовой структуры с базальным цементом псефосаммитовой размерности.....	193 м
12. Известковистые конгломераты с галькой и валунами кварца, реже – риолитами, кварцитами розоватого цвета. В цементе, реже – по трещинам в гальке, наблюдается медная зелень, широко развиты охры гематита, галька и валуны размерами 10–20 см ориентированы субмеридионально с пологими углами падения.....	76 м
13. Конгломераты известковистые полимиктовых пестроокрашенные, цемент в основном зеленовато-серый, участками вишнево-серый. Обломки вишневые (алевролиты, андезиты), зелено-серые (эффузивы), белые (кварц), розоватые (кремнистые породы); размерами от 1 до 15 см. Структура псефитовая, цемент псефосаммитовый.....	52 м
14. Конгломераты с обломками кварца и кремнистых пород, наблюдается четкая меридиональная ориентировка валунов с пологим падением в валунных полимиктовых конгломератах; размеры обломков до 40 см.....	2 м
15. Конгломераты, преимущественно полимиктовые, наблюдаются обломки зеленовато-серых алевролитов с прожилком розового кальцита, размеры обломков до 30 см; отмечается субмеридиональная ориентировка обломков с пологими углами падения.....	78 м
16. Полимиктовые конгломераты, в основном валунные.....	46 м
17. Олигомиктовые конгломераты (с кварцевой и кремнистой галькой и валунами), размеры обломков – до 15 см.....	1 м
18. Конгломераты полимиктовые и олигомиктовые. В полимиктовых конгломератах галька не превышает размеры 10 см, представлена кварцем (по крупнее) и гематитизированными вишневыми и зеленоцветными породами. Порода трещиноватая, выветрелая; цемент псефосаммитовый зеленовато-серый.....	77 м

Мощность свиты по разрезу составила 1 158 м; на площади – до 1 200 м.

Конгломераты известковистые полимиктовые (вулканомиктовые), реже – олигомиктовые. Обломки разнообразных размеров и окатанности представлены эффузивами от основного до кислого состава, кварцем, реже – кварцитами, метапесчаниками. Цемент базальный, кварц-карбонатный.

Гравелиты песчанистые, известковистые неоднородной текстуры, псаммо-псефитовой структуры. Обломки псефитовой размерности хорошо окатанные, составляют до 70 % объема породы. Псаммитовый материал, преимущественно угловатой формы, располагается между крупными обломками. В составе кластического материала: кварциты, кварц, хлорит-кварцевые породы, мраморизованные известняки, алевролиты, известковистые алевролиты, железисто-кремнистые породы, пепловые туфы, риолиты фельзитовой структуры. Цемент поровый и контактовый, тонкозернистый, состоит из лимонитизированного кальцита (не менее 30 %), примеси хлорита и серицита. Известковистые разности отличаются отсутствием туфогенного материала, незначительным количеством контактового цемента, представленного гранобластовым кальцитом. Обломки хорошо окатаны и сложены известковистыми алевролитами, андезитами, хлорит-кварцевыми, хлорит-карбонатными, железисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, кварцитами, кварцем, известняками.

Туфоалевропесчаники известковистые неоднородной текстуры, алевропсаммитовой структуры. Кластический материал занимает 50–80 % объема породы. Обломки представлены хлорит-амфиболовыми метаэффузивами, алевролитами, кремнистыми, глинисто-кремнистыми, железисто-кремнистыми породами, пепловые туфы (редко), кварц, полевые шпаты, хлорит, кварциты, известняки алевритистые, алевролиты, мусковит. Количество карбоната в породе не менее 15–30 %. Форма обломков псаммитовой размерности большей части угловатая и полуокатанная; алевритовой – имеют оскольчатую форму, иногда черепковидную (вулканическое стекло). Цемент базальный криптокристаллический состоит из кремнистого вещества, обогащенно-го тонкодисперсным гематитом. Из акцессорных минералов отмечается сфен.

Породы холзунской свиты характеризуются невысокой магнитной восприимчивостью ($\chi = 274 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и относительно низкой плотностью ($\sigma = 2,67$ г/см³). В магнитном поле отложения холзунской свиты не выделяются на фоне положительной высокоградиентной аномалии, связанной с подстилающим метабазитовым подкомплексом терехтинского метаморфического комплекса ($\chi = 1\,127 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). В гравиметрическом поле отложения свиты не отличаются

от других образований, выполняющих девонский наложенный прогиб, и характеризуются значениями от –130 до –136 нТл.

Конгломераты холзунской свиты обладают халько-сидерофильной специализацией. В группе накопления сидерофильные (Cr, Mn, Ni, Co), халькофильные (Bi, Hg Au) элементы и Y; в группе дефицита – Zr, Pb, Ti. Сидерофильная специализация, вероятно, отражает присутствие в составе обломочного материала основных пород, халькофильная – проявление гидротермальных процессов на завершающей стадии формирования.

Пестроцветный прибрежно-континентальный тип разреза свиты характерен для Холзуно-Чуйской СФЗ. Отложения сформированы на заключительной стадии пассивно-окраинно-континентального этапа развития региона.

За пределами площади (лист М-45-ХІІІ) среди отложений холзунской свиты в одной из линз известняков собрана эмская фауна табулят: *Squameofavosites mironovae* (Dubat.), *S. sp. nov.* (ex gr. *kujasensis* Dubat.); строматопорат: *Actinostroma hebbornense* Nich., *Clatrodiction aff. ussvense* Yavog.; остракод [217]. Возраст холзунской свиты по палеонтологическим остаткам и положению в разрезе соответствует пражскому веку раннего девона.

Ергольская свита (D_{er}) участвует в строении девонских наложенных прогибов и небольших тектонических блоков среди метаморфических образований. В пределах Коргонского и Бирюксинского прогибов в составе свиты резко доминируют лавовые и лавокластические образования среднего и основного составов при пониженном коэффициенте explosивности (33–59 %).

Свита сложена пестроцветными лавами и туфами андезитов, андезибазальтов, базальтов, реже – дациандезитов и дацитов. В меньших объемах развиты тесно ассоциирующие с вулканогенными образованиями вулканогенно-осадочные породы (пирокласто-осадочные и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты).

На рассматриваемой территории ергольская свита имеет тектонические контакты с подстилающей холзунской свитой и с метаморфическими образованиями терехтинского комплекса. На отдельных участках между осадочно-вулканогенными образованиями ергольской свиты и метаморфитами терехтинского комплекса отмечается несогласное залегание. На площади листа из девонского вулканогенного разреза выпадает вулканогенно-осадочная кумирская свита, картируемая в стратотипическом разрезе между ергольской и коргонской свитами (лист М-45-VІІ). Вероятно, на изученной территории крупного перерыва в вулканической деятельности, соответствующего спокойному осадконакоплению, не фиксируется. В связи с этими обстоятельствами, граница между ергольской и коргонской свитами рассматривается как стратиграфически несогласная.

Неравномерная обнаженность, фациальная изменчивость свиты и блоковое строение территории не позволяет составить полноценный разрез ергольской свиты, в пределах каждого блока удается представить только часть разреза.

Сводный разрез ергольской свиты в Абайском грабене составлен в районе пос. Абай [82], здесь после тектонической границы с терехтинским комплексом наблюдаются (снизу вверх):

1. Светло-серые дациандезиты массивные афировые	38 м
2. Оливково-серые и темно-зеленовато-серые дациандезиты массивной текстуры, афировой структуры	131 м
3. Зелено-серые туфы смешанного состава псаммитовой структуры, массивной текстуры	20 м
4. Вишневые туфы смешанного состава, алевроитовые витрокристаллолитокластические	87 м
5. Вишнево-серые дациандезиты	39 м
6. Андезиты вишнево-серые афировые	33 м
7. Серые дациандезиты массивной текстуры, редкопорфировой структуры; порфиновые вкрапленники размерами 2–3 мм – таблички полевого шпата, пелитизированного	34 м
8. Туфы среднего состава	24 м
9. Вишнево-серые андезиты неяснофлюидальные	4 м
10. Вишневые туфы андезитов, серо-зеленые туфы смешанного состава псаммитовые, витрокристаллолитокластические	39 м
11. Андезибазальты измененные светлые зелено-серые массивные порфировые; вкрапленники роговой обманки и полевого шпата размерами 0,5–2 мм	4 м
Дайка дацитов светло-серо-зеленых порфировых	5 м
12. Туфы среднего состава псефито-псаммитовые	14 м
13. Туфы смешанного состава псаммитовые витрокристаллолитокластические	20 м
14. Андезиты	5 м
15. Туфы среднего состава, иногда с кварцевыми прожилками и эпидотизацией	20 м
Дайка дациандезитов зеленовато-серых, кремовых, пятнистой текстуры, порфировой структуры. Порфиры вкрапленники размерами 1–5 мм представлены полевым шпатом и кварцем	1,7 м
16. Вишневые андезиты порфировой структуры	80 м
17. Туфы смешанного (основного–среднего) и среднего состава, от псаммитовых литокристаллолитокластических	

ских до псефитовых кристаллолитокластических	132 м
18. Туфы смешанного состава серо-зеленого цвета псаммитовые, витрокристаллолитокластические, с маломощными прослоями вишневых алевритовых туфов	4 м
Дайка зелено-серых андезитов порфировой структуры	2 м
19. Вишнево-серые туфы смешанного состава псефитовые	34 м
20. Вишнево-серые андезиты порфировые	28 м
21. Туфы псефитовые осветленные, с обломками зеленовато-серого цвета (дациты?)	115 м
22. Вишневые андезиты густопорфировые с вкрапленниками плагиоклаза	29 м
23. Вишнево-серые туфы среднего состава псаммитовые с обилием кристаллокластов полевошпатовых, структура литокристаллокластическая	8 м
24. Вишнево-серые туфы смешанного состава обломочной текстуры, псефопсаммитовой, кристаллолитокластической структуры; обломки вишневых андезитов, темно-серо-зеленых базальтов, зеленых эпидотизированных пород, полевого шпата; размеры от 1 мм до 2 см	96 м
25. Туфы смешанного состава	21 м
Дайка риодацитов кремового, светло-розового цвета, пятнистой текстуры, порфировой структуры. Порфировые вкрапленники полевого шпата размерами 1–3 мм	2 м
26. Светлые, почти белые туфы пепловые среднего состава, на отдельных участках полосчатые; полосы темно-серые мощностью до 5 мм	1 м

Мощность по разрезу составила 1 060 м.

Еще один вулканогенный разрез наблюдался и в западной части Абайского грабена по р. Карсудак (правый приток р. Кокса), где снизу вверх:

1. Темно-серые базальты порфировой структуры, миндалекаменной текстуры. Миндалины выполнены кварцем до 2 мм. В начале интервала породы измяты, трещиноваты (зона разлома)
 2. Зеленовато-серые андезиты порфировой структуры, вкрапленники представлены плагиоклазом до 2 мм. Отмечается эпидотизация разной интенсивности по всей массе и в виде прожилков до 2 мм, мелкая вкрапленность пирита
 3. Серые андезиты порфировой структуры
 4. Серые с лиловым оттенком андезиты порфировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом до 3 мм
 5. Лилово-серые кластолавы на 30 % состоящих из зеленовато-серых измененных андезитов, размеры обломков – до 1,5 см, округлой и удлиненной формы. Лавовый цемент изменен – серицитизирован, окварцован
 6. Лилово-серые дациандезиты порфировой структуры, миндалекаменной текстуры. Порфировых вкрапленников – 20 % и миндалин – 20 %. Вкрапленники представлены плагиоклазом, размерами до 3 мм, миндалины выполнены кварцем до 2 мм
- Дайка светло-серых плагиориолитов коргонского комплекса, криптокристаллических, с порфировыми вкрапленниками полевого шпата и кварца до 2 мм

Мощность по разрезу составила 880 м.

Кроме вулканогенных разрезов установлены фрагменты разреза, сложенного осадочными образованиями. Так на правобережье р. Сарычмень, в условиях хорошей обнаженности пород, в крыле Бурундинской синклинальной складки, срезанном на востоке тектоническим нарушением, снизу вверх залегают:

1. Валунные конгломераты лилового цвета, сложенные однородной галькой лиловых андезитов и флюидалных лавобрекчий среднего состава и фельзитовых дацитов. Окатанность галек средняя и хорошая, размеры их от 2–10 см (30–40 %) до 10–30 см (60–70 %). Цемент алевросаммитовый, поровый свыше 490–500 м
2. Конгломераты пестроокрашенные, сложенные в основном галькой лиловых и светло-зеленых андезитов с одиночными гальками бледно-зеленых афанитовых дацитов. Размер галек разный (валуны 15–20 см в диаметре – 20 %); окатанность хорошая, реже – средняя
3. Туфогравелиты серо-лиловые с обломками и галькой андезитов

Мощность свиты по разрезу более 740 м.

Мощность свиты на площади варьирует в пределах 740–1 100 м.

Вулканогенные образования характеризуются значительной однородностью состава и представлены в основном андезитами, часто – дациандезитами, их туфами и лавобрекчиями; в меньшей степени развиты базальты, дациты, риодациты и их туфы. Петрографическая характеристика вулканогенных образований приведена в разделе «Магматизм» при описании комагматических свитам комплексов. Кроме вышеперечисленных в составе свиты присутствуют красноватые конгломераты, пестроцветные песчаники и алевролиты, в том числе с туфогенным материалом.

Залегающие в основании разреза грубообломочные серо-вишневые конгломераты имеют разнообразный состав обломков: кремнистые и известковистые алевролиты, известковистые полимиктовые песчаники, органогенные известняки, кислые эффузивы, туфы, яшмы, кварц и

плагиоклаз. Размеры обломков варьируют в самых широких пределах – от долей миллиметра до десятков сантиметров, окатанность их тоже разнообразна, несколько лучшая отмечена в конгломератах в верховьях р. Сарычмень. Цемент конгломератов в большинстве случаев хлорит-карбонатный. Карбонат образует мелкие (0,1–0,2 мм) зерна, развивающиеся главным образом по периферии обломков, что приближает обычный базальный тип цемента к цементу обростания.

Песчаники вишнево-серые известковистые отличаются большим однообразием обломков, представленных кварцем и плагиоклазом, в туфопесчаниках, кроме того, наблюдаются обломки кислых эффузивов. Окатанность обломков средняя и плохая, местами они раздроблены, трещины выполнены хлоритом, встречаются корродированные зерна. Структура мелкозернистая псаммитовая с базальным хлорит-кремнистым, карбонат-хлоритовым, карбонат-серицит-кремнистым, карбонатным цементом, иногда встречается цемент обростания. Текстуры массивные и слоистые. Характерно наличие в составе цемента значительного количества рассеянных оксидов железа. Среди акцессорных минералов наибольшей распространенностью пользуется циркон.

Алевриты вишневые песчаные, слабовыраженной слоистой текстуры, структура псаммоалевритовая, алевритовая. Обломочный материал размерностью от 0,03 до 0,5 мм составляет около 60 %. Псаммитовый кластический материал представлен кварцем, полевыми шпатами, кислыми эффузивами, серицит-кварцевыми породами, кремнеземом, халцедоном, мусковитом. Алевритовые обломки представлены, главным образом, кварцем, реже – плагиоклазом. Окатанность материала слабая, сортировка отсутствует. Цемент по типу базальный, по составу хлорит-серицитовый, кремнисто-серицитовый, карбонатно-глинистый, интенсивно обогащен тонкодисперсным лимонитом. Из акцессорных минералов отмечаются циркон и апатит.

Песчаники ергольской свиты обогащены халькофильными (Sb, Au, Bi, Hg, Cu), сидерофильными (Cr, V) элементами и Sn; при дефиците Ti. Халькофильная специализация вероятно обусловлена вулканогенной деятельностью в период формирования отложений свиты, накопление сидерофильных элементов указывает на присутствие в обломках основных пород.

Дешифрировочные признаки отложений ергольской свиты неустойчивы, генетические типы вулканитов и из разности не различаются; на открытых склонах вулканиты свиты светлее метаморфических сланцев и темнее более кислых пород коргонской свиты.

Геофизические поля над отложениями свиты отражают физические свойства слагающих ее пород: слабую магнитную восприимчивость ($\chi = 23 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и относительно низкую плотность ($\sigma = 2,66$ г/см³). Поэтому в магнитном поле отложения свиты соответствуют слабоотрицательным и слабоположительным значениям (–25–75 нТл), не выделяясь среди других девонских образований. В гравиметрическом поле ергольская свита не выделяется на общем слабо дифференцированном отрицательном фоне со значениями от –134 до –130 мГал.

За пределами площади в приустьевой части р. Быстрая из рассланцованных алевритов определены остатки раннедевонских спор, акритархи, нитчатые водоросли, споры грибов [34]. С учетом положения свиты в разрезе ее возраст определяется эмским веком раннего девона.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Коргонская свита ($D_{1-2} krg$) представляет собой покровные эффузивы одноименного трахиандезит-дацит-риолитового комплекса и вулканогенно-осадочные образования. Она развита в крайней восточной части района в пределах Коргонского и Бирюксинского прогибов. Сложена пестроокрашенными вулканокластическими породами и лавами кислых эффузивов, пирокласто-осадочными, вулканомиктовыми, в меньшей мере полимиктовыми и олигомиктовыми терригенными и карбонатными породами.

Свита с локальными размывами и стратиграфическим несогласием перекрывает вулканогенные отложения ергольской свиты. Верхняя граница эрозионная, в районе Абайской межгорной котловины образования свиты перекрываются мощными четвертичными образованиями.

В междуречье Кокса–Абай (южная часть Коргонского прогиба) свита имеет однородный состав и сложена большей частью туфами, игнимбритами, лавокластитами, лавами риолитов и риодацитов. Очень редко отмечаются туффиты и осадочные породы.

В бассейне р. Сарычмень наблюдается частое переслаивание кислых эффузивов и их туфов. Несколько восточнее в разрезе наблюдается резкое преобладание риолитов при незначительном количестве туфов. Спорадически среди них встречаются линзы андезитов и их туфов, прослои осадочных пород почти полностью отсутствуют. По северному краю Терехтинского горста в исследованном районе среди аналогичных образований свиты вновь появляются отдельные линзы красноцветных алевритов и черных известняков.

В целом для отложений свиты характерна резкая фациальная изменчивость, выраженная в частых вариациях по простиранию и в разрезе литологического и гранулометрического состава пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, резкими замещениями пирокластических образований лавокластическими и лавовыми, соотношениями вулканогенных и осадочных образований. Участками строение свиты значительно усложняется экструзивными и субвулканическими фациями вулканитов.

Мощность свиты на площади работ варьирует в пределах 900–2 800 м.

В связи с крайне неравномерной обнаженностью и блоковым строением девонских прогибов на площади составить полный разрез коргонской свиты не удалось. Отдельные фрагментарные разрезы коргонской свиты в Бурундинской синклинали (от периферии к ядерной части) наблюдались на водоразделе рек Чарычмень–Чикала и в междуречье Сарычмень–Кокса. Так, в первом случае, терехтинский метаморфический комплекс через задернованный интервал сменяется вулканогенными образованиями коргонской свиты. Здесь в разрезе, представленном в отдельных коренных выходах, наблюдаются: рыжевато-светло-серые и вишнево-серые туфы кислого состава; буро-серые и вишнево-серые туфы среднего состава, табачные и серо-зеленые туфы смешанного (кислого+среднего) состава. В переслаивании с туфами наблюдаются серые розовато-серые, зеленовато-серые, кремовые афировые риолиты; серые, вишнево-серые дациты массивной, флюидальной текстуры; серые, розовато-серые лавобрекчии кислого состава. Разрез усложняется многочисленными субвулканическими образованиями кислого состава.

В междуречье Сарычмень–Кокса так же наблюдались фрагментарные разрезы, которые продолжают вышеописанный фрагмент разреза, вероятно, повторяя его верхнюю часть, но из-за существенной фациальной изменчивости сопоставить их не представляется возможным. Здесь по разрезу наблюдалось переслаивание вишнево-серых кластолав риолитов, бледно-сиреневых флюидальных лав дацитов, бледно-зеленых, бледно-коричневых афировых риолитов и их лавобрекчий. К центральной части Бурундинской синклинали бледно-коричневые риолиты и вишневые риодациты флюидальной текстуры сменяются бледно-вишневыми агломератовыми туфами кислого состава с размерами обломков до 15×35 см.

В ядерной части Бурундинской синклинали (верхняя часть разреза коргонской свиты) также отдельными фрагментами картируются (снизу вверх): бледно-вишневые туфы смешанного (трахит-риолитового) состава; светло-вишневые крупнообломочные туфогравелиты; серые и темно-серые глинистые известняки, зеленовато-серые известковистые алевропелиты, светло-серые известняки с фауной мшанок и кораллов, пласт серо-зеленых массивных мелкозернистых песчаников. Мощность горизонта известняков достигает 500 м.

Свита имеет неоднородный литологический состав, в составе преобладают вулканогенные (эффузивные и пирокластические) образования кислого состава. Терригенные и карбонатные породы имеют подчиненное значение. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород (вулканогенные разновидности представлены в главе «Магматизм»).

Туфоконгломераты вишнево-серые, псаммо-псефитовой структуры, сложены обломочным материалом (80–85 %), псаммитовой (до 20 %) и псефитовой (до 85 %) размерности; изометричной, неправильной, угловато-сглаженной формы. В составе обломков представлены: дациты, риолиты с микропйкилитовой основной массой, измененные кристалловитрокластические туфы, кварциты, кварц-слюдистые породы, андезиты, рассланцованные алевролиты, кварц. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, анатазом. Цемент контактовый, карбонат-кварц-серицитовый, местами базальный, с размерами зерен менее 0,02 мм.

В туфогравелитах обломочный материал составляет 75–80 %, около 25 % обломки конгломератовой размерности; менее 5 % составляют псаммитовые разности. Основная масса обломков гравелитовой размерности от 2 до 10 мм. Форма обломочного материала большей частью округлая удлинённая, субориентированная, реже – неправильная угловатая. Представлены обломки дацитами, кварцитами, кварцем, полевыми шпатами, кремнисто-слюдистыми породами, аргиллитами, андезитами, туфами. Цемент кремнисто-серицитовый, контактовый. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна рутила, сфена, анатаза, циркона, ильменита.

Известняки песчаные и глинистые, в т. ч. детритово-обломочные, обычно светло-серые, чаще всего с неравномернозернистой, среднезернистой, гранобластовой или органогенно-псаммитовой структурами и параллельной, редко массивной текстурами. Детритово-обломочные разности сложены обломками крупнозернистого кальцита разной формы размерами 0,2–1,8 мм (около 65 %), детритом размерами 0,1–0,7 мм (не менее 25 %), обломками кварца, плагиоклаза, карбонатизированными обломками пород (5–10 %). Обломки линзовидной и удлинённой формы преимущественно ориентированы в одном направлении. Фрагменты органических остатков частично перекристаллизованы, деформированы. Различимы обломки мшанок, члеников криноидей. Обломки плотно прилегают друг к другу, вдавлены друг в друга, разделены тонкими

пленками гидрооксидов железа. В незначительном количестве отмечается поровый кальцитовый цемент.

Песчаники светло-серые, серые полимиктовые, слабоизвестковистые, тонкослоистой текстуры, тонко-мелкозернистой псаммитовой структуры. Слоистость проявляется в чередовании разноокрашенных слоев. Соотношение обломков пород (преимущественно кислого и среднего состава, реже – кварциты) и кристаллов (кварц, альбит) примерно равное. Обломки плохо окатанные и угловатые. Цемент базальный кремнисто-карбонатный, хлорит-серицитовый, в значительной степени пропитан гидрооксидом железа. Алевропесчаники разной степени известковистости алевропсаммитовой структуры, обломки угловатые, представлены кварцем, реже – полевым шпатом. Цемент серицит-карбонат-кремнистый; доля карбоната составляет порядка 30–40 %.

Петрохимическая характеристика стратифицированных вулканогенных образований соответствует комагматичным субвулканическим и приведена в главе «Магматизм». Терригенные породы характеризуются умеренным накоплением сидерофильных (V, Cr) и халькофильных (Au, Bi) элементов при дефиците литофильных (Be, Zr, Sr, W, Yb) и Ag.

Магнитное поле над отложениями свиты низкоградиентное, изменяется от –50 до 125 нТл. Положительные аномалии, возможно, связаны с малой глубиной залегания подстилающих метабазитов терехтинского метаморфического комплекса. В гравиметрическом поле отложения свиты характеризуются пониженными значениями (от –138 до –112 мГал), соответствующими Коргонскому наложенному прогибу.

На АФС вулканогенные образования на открытых участках имеют светло-серый, серый фототон; образуют положительные изолированные кольцевые, реже вытянутые формы; занимают приподнятые над метаморфическими сланцами блоки. Для них характерен беспорядочно-ребристый рисунок рельефа. Тектонические границы с раннеордовикскими метаморфическими образованиями хорошо дешифрируются. Терригенные образования коргонской свиты среди вулканитов, если они достаточно широки (более 500 м), отличаются слабополосчатым фототонком [167].

Приведенная характеристика состава, текстурные особенности (косая слоистость временных потоков в туфоконгломератах, резковолнистый характер струйчатости лавобрекчий и т. д.), а также локально резко повышенная мощность отложений свидетельствуют о том, что свита сложена образованиями континентальных и прибрежно-морских предгорий, в пределах которых накопление грубообломочных красноцветов сопровождалось отложением вулканогенных пород [82]. Накопление образований свиты происходило в разнообразных резко динамически неустойчивых прибрежно-морских и прибрежно-континентальных условиях на фоне резко меняющейся гидродинамической и вулканической активности среды.

Полезных ископаемых генетически или парагенетически связанных с отложениями свиты на площади листа не установлено. В отличие от смежной территории, где в вулканогенно-осадочных и вулканогенных образованиях известны железорудные месторождения и проявления.

В районе с. Амур среди пестроцветных туфов в верхних частях разреза свиты В. Е. Поповым установлен прослой органогенных известняков с обломками раковин брахиопод: *Atrypa* sp., *Emanuella* cf. *subumbona* Hall; обрывками мшанок: *Semicoscinium* sp., *Fenestella* sp.; остатками рогов и члениками криноидей, присущих концу эмского века (шандинское время) [82]. На левобережье р. Сарычмень (район пос. Амур) при проведении ГДП-200, предположительно в том же прослое, что описан Поповым В. Е., установлены органогенные известняки с многочисленными колониями табулят и рогов, фрагментами члеников криноидей, редкими выщелоченными колониями сетчатых мшанок и очень редкими фрагментами брахиопод. Биостратиграфические выводы о возрасте отложений неоднозначны. Так, Л. Г. Перегудовым определены *Iridistrophia* cf. *altaica* (Khalfin), *Xenospirifer gurjevskensis* (Rzhonsnitskaya), характеризующие отложения эмского яруса; О. П. Мезенцевой определены мшанки *Hemitrypa* cf. *polytuberculata* Orlovskyi, характерные для пражского яруса нижнего девона. В то же время, Исаевым Г. Д. установлены виды рогов: *Thamnopora* cf. *kuznetskiensis* (Tchern.), *T. reticulata* Blainv., *Striatopora tenuis* Lec., *Tyrganolites* ex gr. *eugeni* (Tchern.), характерные для отложений среднего девона. Выявленные конодонты *Polygnathus* sp. по заключению Г. Н. Бороздиной также среднедевонского возраста. Определенные Я. М. Гутаком *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Mucrospirifer* sp. ind. и О. П. Мезенцевой – *Lioclema yakovlevi* (Schoen.), *Minussina* (M. *spinosa*? Mor.), *Eridotrypella* cf. *minutiformis* Ernst et Konig., *Hemitrypa* cf. *tubulosa* (Nekh.), *Fistuliramus* cf. *changi* (Yang), указывают на живетский возраст отложений.

Таким образом, вопрос о возрасте коргонской свиты палеонтологическими определениями в настоящее время решается неоднозначно. Ранне-среднедевонский возраст свиты принят в соответствии с серийной легендой, ранее проведенными палеонтологическими определениями [82]

и радиологическим датированием U-Pb методом (SHRIMP-II) риолитов коргонского комплекса ($412 \pm 2,0$ млн лет).

ДЕВОНСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

РУБЦОВСКО-ЛЕБЕДСКОЙ СЕГМЕНТ

АЙСКО-УРСУЛЬСКИЙ СЕКТОР

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Онгудайская свита (D_{2og}) пользуется ограниченным распространением в юго-западной части Куратинского прогиба. В составе свиты преобладают зелено-серые, лилово-красные порфировые и афировые андезиты, андезибазальты и их туфы, базальты, дациандезиты, в подчиненном количестве развиты пестроцветные полимиктовые песчаники, конгломераты, алевролиты.

Отложения онгудайской свиты закартированы в междуречье рек Каирлык–Есим и в виде узкой полосы в верховьях р. Арченда. Контакты онгудайской свиты с силурийскими отложениями как тектонические, так и несогласные. Взаимоотношения с перекрывающей среднедевонской куратинской свитой согласные или имеют характер местного несогласия.

Образования онгудайской свиты представлены массивными и «сланцеватыми» базальтами и андезитами, их туфами и лавобрекчиями. Для пород характерна либо зелено-серая, либо пестрая зелено-серо-лиловая окраска. Фациальный профиль свиты крайне неустойчив, часто наблюдается смена эффузивов пирокластическими породами и наоборот.

Мощность отложений онгудайской свиты в районе варьирует от 70 до 500 м.

Среди вулканогенных пород онгудайской свиты выделяются следующие петрографические разновидности: базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, пирокластические образования. Их петрографическое описание, петрохимические и геохимические особенности приводятся в главе «Магматизм». Осадочные отложения свиты на площади имеют резко подчиненное значение и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами.

Конгломераты внутриформационные, светло-вишневые и серо-фиолетово-вишневые, образуют прослои мощностью от нескольких метров до 200 м, имеют полимиктовый состав. Галька размерами 0,5–5 см, реже – до 15 см, хорошо окатана и представлена в основном разнозернистыми песчаниками, редко пестроцветными алевролитами, кварцевыми породами. Цемент песчано-глинистый. Песчаники серо-зеленые, серые, реже – лиловые; мелко- и среднезернистые, полимиктовые и вулканомиктовые. Окатанность обломков слабая или отсутствует, сортировка средняя и хорошая. Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, эффузивами среднего состава, кварцитами, магнетитом. Цемент базальный, поровый и контактовый; по составу глинисто-серицитовый, кремнисто-глинистый, хлоритизированный, карбонатизированный, с рассеянной вкрапленностью эпидота. Алевролиты имеют зеленовато-серую, серую окраску. Слоистость в них нечеткая, переходы к песчаникам постепенные.

Все породы свиты слабомагнитны, им соответствует спокойное положительное магнитное поле (50–100 нТл). В гравиметрическом поле образования свиты не выделяются на фоне отрицательных значений, соответствующих девонским вулканитам, выполняющим Куратинский прогиб. На АФС для онгудайской свиты характерны более сглаженные формы рельефа, чем для куратинской.

Терригенные образования характеризуются накоплением сидерофильных (Co, V) и халькофильных (Bi, Au) элементов, при дефиците литофильных (W, Li, Zr, Sr), халькофильных (Ag, Hg) элементов и Cг, содержания большинства элементов-примесей варьируют в околокларковых пределах (прил. 18).

Петрогеохимическая характеристика вулканитов приводится в главе «Магматизм».

Эйфельский возраст свиты устанавливается по фаунистическим и флористическим определениям за пределами площади [198, 155].

Куратинская свита (D_{2kr}) слагает значительные площади в пределах Куратинского прогиба в бассейнах рек Каирлык, Маргала, Арченда, Кастахта, Черн. и Бол. Теректа. В ее строении принимает участие широкий спектр пирокластических и лавовых образований преимущественно кислого состава, редко отмечаются средние и основные породы. Значительную роль играют осадочные отложения.

Отложения свиты согласно, либо с локальным размывом (с горизонтом конгломератов в основании), сменяют в разрезе образования онгудайской свиты и несогласно перекрываются

верхнеживетско–франскими фаунистически охарактеризованной отложениями туэктинской свиты. С раннесилурийскими отложениями имеют несогласные и тектонические контакты.

Вулканогенные образования представлены сероцветными, зеленоватыми, буроватыми риолитами, риодацитами, дацитами, серыми и темно-серыми туфами и туффитами кислого состава, зеленовато-серыми андезитами и их туфами. Осадочные – светло-серыми, серыми, темно-серыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами, реже – известняками.

Для отложений свиты характерна резкая фациальная изменчивость по латерали, выраженная в вариациях гранулометрии пирокластических пород и мощности горизонтов. При этом одни горизонты вулканогенных пород (эффузивов, туфов) прослеживаются по простиранию на несколько километров, другие – то резко увеличивают свою мощность, то выклиниваются. Участками разрезы значительно усложняются субвулканическими, экструзивными и жерловыми фациями вулканитов. В связи с неравномерной обнаженностью, многочисленными складчатыми структурами, тектоническими нарушениями и расчлененным рельефом полного разреза куратинской свиты на площади не установлено. Различными исследователями при геологосъемочных и тематических работах были охарактеризованы различные части разреза куратинской свиты. Детальные разрезы куратинской свиты, представленные Носковым Ю. С. [190] в верховье р. Чернушка и на водоразделе рек Чернушка–Яманушка, судя по наличию верхнеживетской фауны, представляют не только куратинскую, но и фаунистически охарактеризованную туэктинскую свиту.

Детально фрагмент разреза куратинской свиты изучен томскими геологами в верховьях ключа Безымянный (верховье р. Кастахта) [49]. Недостатком разреза является наличие двух разрывных нарушений разбивающих его на три трудноуязвимых между собой блока. В разрезе наблюдается переслаивание темно-серых, грязно-зеленоватых, черных слоистых алевролитов (слои мощностью 0,2–0,5 м), в т. ч. известковистых, серых мелкозернистых песчаников (0,1–0,2 м) с серыми риодацитами, дацитами, буроватыми риолитами и их туфами, реже – серыми туфами андезитового состава. Здесь зафиксирован горизонт темно-серых мелкогалечных рассланцованных внутрiformационных конгломератов с плохо окатанной галькой и фрагментами брахиопод плохой сохранности. Цемент кремнисто-карбонат-серицитовый. Галька преимущественно кварцевого и кремнистого состава. В процессе изучения района дважды встречены своеобразные текстуры, известные в литературе под названием «текстуры оползания и оплывания». Эти текстуры сингенетичны – образованы одновременно с процессом формирования осадочной породы [49].

Отложения куратинской свиты на водоразделе рек Кастахта и Арченда по дизъюнктивному нарушению северо-западного направления граничат с силурийскими известняками [202]. Стратиграфически снизу вверх здесь выделяются следующие пачки пород:

1. Серые и темно-серые, почти черные в кровле алевролиты. Текстура полосчатая (слоистая), обусловленная чередованием светлых прослоев и линзочек с темными слоями 70 м
2. Переслаивание темно-серых, светло-буроватых туффитов кислого состава, псаммо-псефитовой и алевропсаммитовой структуры (1,2–2,6 м) и темно-серых алевролитов (0,4–1,2 м) 8 м
3. Темно-серые алевролиты с линзообразными туфогенными прослоями более светлой окраски с чечевичной текстурой 20 м
4. Темно-серые кристаллокластические туфы и туффиты риолитов псаммитовой и псаммо-псефитовой структуры. Обломки полевого шпата и кварца – до 40–50 % 75–80 м
5. Светлые зеленоватые, желтоватые, буроватые и серые риолиты мелко- и редкопорфировые. Порфировые выделения кварца не превышают 1,5 мм. Основная масса фельзитовая, серицитизированная 65 м
6. Темно-серые псефопсаммитовые литокристаллокластические туфы риолитов, сменяющиеся выше буровато-серыми микрослоистыми алевропелитами, в которых отмечается примесь пирокластического материала 40 м
7. Светло-желтоватые, светло-зеленоватые и серые риолиты, не отличающиеся от описанных в слое 5 35 м
8. Серые туфы риолитов тонкозернистые с редкими пластами, мощностью 2–5 м, темно-серых алевропелитов, содержащих примесь туфогенного материала 40 м
9. Светло-зеленоватые, светло-буроватые и серые риолиты. Порфировые выделения представлены неправильными и короткостолбчатыми зернами микроклин-пертита, кварца, редко – плагиоклаза, риолитов с фельзитовой, аллотриаморфной и сферолитовой структурами 260 м
10. Светло-зеленоватые риолиты, отличающиеся от вышеописанных более интенсивным рассланцеванием 30 м
11. Грязно-розоватые туфы риолитов псаммитовые кристаллокластические 50 м
12. Буровато-серые и серые порфировые риодациты. Обильные порфировые вкрапленники светло-желтоватого, розоватого и светло-серого полевого шпата, реже – кварца, размерами от 1 до 3–5 мм, в мелко- и тонкокристаллической основной массе 480–500 м
13. Темно-серые слоистые известковистые алевролиты. Мощность слоев колеблется от долей сантиметра до первых сантиметров. Как правило, в основании слоя алевролитовый или псаммоалевролитовый материал, кото-

рый к кровле постепенно замещается более темным глинисто-алевритовым. Иногда на поверхности наслоения видна волнистая слоистость, подобная знакам ряби, но с тем отличием, что гребешки валиков заострены и несколько оттянуты в одном направлении в виде острых карнизов.....20 м

14. Желтовато-серые и пятнистые туфы и туффиты риолитов. Переход от алевролитов предыдущего интервала к туфам постепенный, в интервале не более 1 м 140 м

15. Светло-серые алевропелиты слоистые с широким распространением подводно-оползневых текстур.....10–15 м

16. Шаровые лавы. Шары, размеры которых колеблются от 1 до 10 см, в верхней части горизонта до 15–20 см, сложены серыми и почти белыми риолитами. Между шарами располагаются также риолиты, в которых имеются тонкие туфогенные прослойки.....23–28 м

17. Светло-серые и светло-буроватые порфиновые риолиты 140 м

Мощность отложений по разрезу 1 506–1 541 м.

Отложения средней части куратинской свиты закартированы в верховьях рек Маргала, Арченда, Кастахта; севернее они погребены под ледниковыми отложениями. Для характеристики отложений средней части свиты приводится разрез по водоразделу рек Маргала–Арченда [211].

Непосредственно на туфах порфиновых риодацитов залегают:

1. Черные известковистые туфы.....	5 м
2. Белесые туфы порфиновых риолитов с частыми маломощными прослоями (до 5–10 см) черных аргиллитов.....	25 м
3. Серые аргиллиты.....	4 м
4. Туфы порфиновых риолитов.....	2 м
Дайка риолитов.....	8 м
5. Серые сланцеватые аргиллиты, алевролиты.....	3 м
6. Туфы кислых эффузивов сланцеватые.....	2 м
7. Серые фельзитовые риолиты массивные.....	5 м
8. Черные фельзитовые риолиты сланцеватые.....	2 м
9. Серые фельзитовые риолиты.....	25 м
10. Бурые известковистые песчаники.....	5 м
11. Серые и черные алевролиты тонкослоистые.....	15 м
12. Туфы риодацитов окварцованные, серицитизированные, с обильной вкрапленностью пирита.....	300 м
13. Черные сланцеватые аргиллиты.....	7 м
14. Серые туфы кислого состава.....	10 м
15. Полосчатые фельзитовые риолиты.....	8 м
16. Серые туфы.....	8 м
17. Серые известковистые алевролиты, переслаивающиеся с черными аргиллитами сланцеватыми.....	15 м
18. Туфы серицитизированные и пиритизированные.....	5 м
Дайка серых риолитов.....	5 м
19. Серые известковистые песчаники, мелкозернистые, с прослоями черных аргиллитов.....	15 м
20. Риодациты порфиновые, среди которых отмечен горизонт (m – 10–12 м) полосчатых риолитов.....	50 м
21. Серые алевролиты с прослоями черных аргиллитов сланцеватых.....	65 м
22. Серые туфы с прослоями черных аргиллитов.....	50 м
23. Туфы серицитизированные с вкрапленностью пирита.....	60 м
Дайка серых массивных порфиновых риолитов.....	45 м
24. Черные аргиллиты, серые алевролиты и мелкозернистые песчаники с фауной кораллов.....	30 м
25. Туфы кислых эффузивов кристалло- и литокристаллокластические.....	90 м
26. Черные аргиллиты с прослоями (20–30 см) серых алевролитов и известковистых песчаников.....	390 м

Выше залегают розовато-серые порфиновые дациты.

Мощность отложений свиты в этом разрезе составляет 1 196 м.

В междуречье Каирлык–Есим–Марчалугат отложения свиты с горизонтом конгломератов в основании залегают на андезитах онгудайской свиты. Конгломераты имеют серо-лиловую окраску, состоят из однообразных галек лиловых мелкозернистых песчаников. Цементом служит вишнево-лиловый мелкозернистый псаммитовый материал. В конгломератах наблюдаются маломощные (до 1–3 м) горизонты и линзы сургучно-красных алевролитов. Мощность этого базального горизонта колеблется от 0 до 250–300 м. Выше залегает толща серых, зеленовато-серых кристаллокластических туфов кислых эффузивов, среди которых нередко отмечаются линзовидные горизонты пестроокрашенных туфоконгломератов, мощностью до нескольких десятков метров.

Основание свиты часто представлено маломощным (первые метры) горизонтом зеленовато-серых мелкообломочных гравелитов и песчаников. Обломки слабоокатанные, угловатые, представлены кварцем, плагиоклазом, кварцитами, андезитами и дацитами. Цемент кремнисто-известково-глинистый базального типа, интенсивно хлоритизирован. Облик базальных гравелитов и песчаников свидетельствует о том, что их образование происходило за счет перебива отложений онгудайской свиты.

Среди эффузивных кислых образований отмечаются однородные пачки рассланцованных темно-серых известковистых алевролитов и алевропелитов мощностью 150–430 м. Встречаются редкие горизонты обогащенные обломками криноидей плохой сохранности.

В разрезе фиксируется мощная (сотни метров) вулканогенная пачка, представленная чередованием крупных потоков лав и горизонтов туфов преимущественно алевропсаммитовой размерности. В кровле потоков – миндалекаменные, размеры миндалин не превышают 3 см. Количество вкрапленников изменяется в значительных пределах, но, как правило, не превышает 10–15 %. Контакты с туфогенными горизонтами извилистые с многочисленными западинами. Облик эффузивов свидетельствует о подводном излиянии. Туфы представлены мощными горизонтами, достигающими 150 и более метров. Обычно это темно-серые, зеленовато-серые слабо дифференцированные по крупности материала породы, часто эффузивного облика. Среди туфов преобладают пепловые, реже встречаются псаммитовые кристаллолитокластические разновидности. Выделяются горизонты туфов смешанного андезит-дацитового состава с элементами спекания. В горизонтах туфов часто наблюдается закономерное уменьшение размерности обломков от почвы к кровле слоя. В целом характерно увеличение размерности и мощности горизонтов туфов вверх по разрезу. Одновременное присутствие в разрезе преимущественно тонкообломочных туфов удаленной фации [67] и мощных потоков лав (автохтонная фация) свидетельствует о пространственной разобщенности источников формирования данных отложений и преимущественно морской характер осадконакопления.

Характерной особенностью туфогенных горизонтов верхней части разреза свиты является преобладание грубообломочных, преимущественно гравийных разностей, в отдельных случаях с элементами спекания. Среди лав широким распространением пользуются лавобрекчии с размерами обломков, достигающих нескольких десятков сантиметров. Увеличение доли грубообломочных туфов вверх по разрезу, элементы спекания и ряд других признаков свидетельствуют о том, что часть вулканических построек в процессе эволюции была выведена над уровнем моря и поставляла обильный пирокластический материал в окружающий бассейн осадконакопления, формируя отложения аллохтонного типа. По мере движения на восток общепоследовательность отложений примерно сохраняется, характер же разреза и соотношение разных фаций изменяется в сторону увеличения грубообломочных образований, характерных для прижерловых фаций. В приустьевой части р. Еловая среди вулканитов широким распространением пользуются мощные (до 400 м) невыдержанные по простиранию короткие потоки глыбовых лавобрекчий, горизонты грубообломочных пород и многочисленные субвулканические тела.

В верхней части разреза представлена пачка, сложенная исключительно потоками лав темно-серых флюидалных риолитов. В результате эрозии в настоящее время мы имеем дело лишь с отдельными фрагментами былых мощных потоков лав и пирокластических образований. После накопления и значительного размыва верхней вулканогенной толщи происходит накопление мощной туфогенно-осадочной пачки, венчающей разрез куратинской свиты.

Туфогенные горизонты обогащены осадочным материалом и в отдельных случаях приближаются к известково-кремнисто-глинистым туффитам псаммо-псефитовой размерности. По мере движения на восток степень поствулканического изменения пород верхней пачки уменьшается, в разрезе появляются горизонты туфов с элементами спекания, доля морских терригенных осадков резко сокращается. Контакт с вышележащими черносланцевыми отложениями туэктинской свиты довольно резкий, с элементами незначительного перемыва верхних горизонтов куратинской свиты.

Мощность свиты в районе варьирует в пределах 450–2 550 м.

В составе свиты выделяются следующие петрографические разновидности: риолиты, риодациты, трахидациты, дациты, трахидациандезиты, андезибазальты, лавобрекчии, пирокластические и, в меньшем количестве, осадочные образования. Описание вулканогенных разностей с петрографическими и петрохимическими характеристиками приведено в главе «Магматизм». Вулканогенно-осадочные и осадочные породы имеют сравнительно широкое распространение и представлены пепловыми туффитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками. Характерным для всей группы является общность условий их образования и тесная связь с вулканизмом. Во всех породах в различных количествах присутствует пирокластический материал, сближающий их с туфогенными разностями.

Песчаники преимущественно зеленовато-серые известковистые, реже – буровато-лиловые вулканомиктовые; псаммитовой, мелкозернистой, неравномернозернистой структуры. Обломочный материал составляет 80–85 %, умеренно сортированный, размеры варьируют от 0,1 до 1,2 мм. Форма обломков прямоугольная, изометричная, неправильная, линзовидная. Обломочный материал представлен как минералами (кварц, полевой шпат), так и породами (микрокварциты, кремнисто-глинистые, кремнисто-слюдисто-глинистые породы, кислые эффузивы, алев-

ролиты, андезиты, базальты). Цемент поровый и базальный, по составу хлорит-карбонатный, кварц-глинисто-кальцит-хлорит-серицитовый. Распределение кальцита по цементу и по обломкам неравномерное, содержание не превышает 30 %. Установлены многочисленные зерна рудного минерала (1–3 %), единичные – сфен, анатаз. Алевролиты и алевропелиты преимущественно известковистые, серые, темно-серые, зеленовато-серые, реже – буровато-лиловые. Темно-серые разности интенсивно пиритизированы. Структура алевропелитовая и бластопелитовая.

Конгломераты красноцветные, псефопсаммитовой структуры, со средне-мелкозернистым песчанистым, алевритистым цементом. Обломочный материал составляет 50–90 %, окатанность слабая, формы неправильные, угловатые, удлиненные, реже – изометричные. В составе обломочного материала преобладает кварц и полевые шпаты – около 50 %, представлены алевролиты и песчаники – 15 %, эффузивы кислого состава – 10 %, обломки кварц-серицитового состава – 10 %, андезиты, микрокварциты, эпидот – по 5 %, лейкоксен. Цемент контактовый, реже – базальный кремнисто-глинистый; в составе – серицит, хлорит, эпидот, лейкоксен.

Туффи́ты мелкозернистые с неокатанным терригенным материалом. Отмечаются отдельные, отчетливо изометричные, иногда игольчатые лейсты полевого шпата. Основная масса породы содержит агрегат серицита. Вулканогенный материал претерпел интенсивное изменение и практически не отличается от обычного кремнисто-глинистого осадочного материала. Лишь присутствие сравнительно крупных псаммитовых, реже – псефитовых туфогенных частиц, позволяет относить подобные образования к туфогенным. Известняки представлены преимущественно хемогенными разностями, органогенные пользуются незначительным распространением. Хемогенные известняки сероцветные, преимущественно пелитоморфные, реже – мелкозернистые. Сложены известняки кальцитом, среди которого выделяются многочисленные слабоокатанные мелкие зерна кварца, реже – плагиоклаза. Органогенные известняки целиком сложены детритом, реже – раковинами брахиопод и кораллов.

Все породы куратинской свиты имеют близкие физические свойства (прил. 15, 16): высокую магнитную восприимчивость ($\chi = 566 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и низкую плотность (σ – до $2,64 \text{ г/см}^3$). Магнитное поле над отложениями свиты дифференцированное, преимущественно положительное от 0 до 250 нТл, с отрицательными значениями в южной части Куратинского прогиба (от 0 до –100 нТл). В гравиметрическом поле отложения свиты характеризуются неконтрастными отрицательными аномалиями, при этом с ростом мощности образований с севера на юг значения изменяются от –150 до –136 мГал.

На АФС образования куратинской свиты выделяются на фоне разновозрастных отложений более светлым фототонном и отчетливо выраженной полосчатостью в виде протяженных тонких темных и светлых линий, отвечающих контактам между различными пачками.

Терригенные породы свиты характеризуются существенным дефицитом литофильных (P, Sn, Be, Yb, W, Ba, Li, Zr, Sr) и сидерофильных (Ni, Co, V, Cr) элементов, при значительном накоплении Au (КК – 19). Вулканогенные образования свиты служат благоприятной средой для локализации золото-полиметаллического оруденения, связанного с субвулканической фацией куратинского комплекса. Кроме того, в зонах тектонических нарушений установлены сурьмяно-ртутное проявление и пункт минерализации сурьмы.

Наличие элементов наземных фаций и преимущественно морской характер осадконакопления свидетельствует о смешанном характере извержений. Соотношение вулканогенных и осадочных пород в разрезах куратинской свиты изменяется в значительных пределах и зависит от положения древних вулканических построек. Доля лав в общем балансе вулканогенных образований довольно значительная и это является закономерным, если учесть, что основная масса вулканитов формировалась в подводных условиях, благоприятных для спокойных излияний. Процентное соотношение вулканогенных пород в верхней части разреза куратинской свиты: лавы – 40 %, туфы псаммо-псефитовые – 32 %, туфы алевропелитовые – 28 % [190].

Формирование осадочных отложений куратинской свиты происходило в морском бассейне, о чем свидетельствуют остатки морской фауны. Бассейн характеризовался сравнительной мелководностью, признаком которой является косая слоистость. Осадконакопление сопровождалось активными тектоническими движениями, происходившими при подновлении Чарышско-Терехтинского глубинного разлома, отдельные ветви которого являлись подводными каналами вулканических аппаратов. Часть туфогенного материала подвергалась перемыву и переотложению в водной среде с образованием слоев и пачек туффи́тов. Образование части эффузивных потоков кислого состава происходило также в подводных условиях, на что указывают горизонты шаровых лав, встреченные на водоразделе рр. Кастахта и Арченда. Сейсмические явления, происходившие во время отложения свиты вызывали явление подводного оползания осадков и сказывались на характере отлагающегося материала. Таким образом, слоистость оса-

дочных пород куратинской свиты вероятно обусловлена тектоническими причинами [49]. В целом можно отметить, что извержения имели эффузивно-эксплозивный характер (коэффициент explosивности около 70 %), принадлежали к центральному типу. Исходя из текстурных признаков пород слагающих разрезы свиты, условий их залегания [30, 190] можно заключить, что они формировались как, в водных бассейнах, так и в наземных условиях.

В куратинской свите во многих точках обнаружена и собрана фауна брахиопод и табулят, но из-за сильных механических повреждений (породы сильно рассланцованы) определен только один вид табулят: *Alveolites insignis* Tchern., характерный для верхнего эйфеля (определения А. И. Смирновой) [211]. Основываясь на имеющемся материале, возраст куратинской свиты в целом может быть определен как верхи эйфельского–низы живетского яруса среднего девона.

В южной части Куратинского прогиба в бассейне верхнего течения р. Бол. Теректа, по данным Ю. С. Носкова и др. [190] в горизонтах глинистых известняков, известковистых алевролитов в средней и верхней частях разреза свиты встречаются брахиоподы: *Spinocyrtia* ex gr. *martianovi* (Stuck.), *Devonochonetes* ex gr. *coronatus* (Hall), *Atrypa* sp., *Schellwinella* sp. верхнеживетского века. Аналогичный комплекс брахиопод установлен в разрезах вышележащей туэктинской свиты верхнеживет–нижнефранского возраста. Таким образом, по мнению Ю. С. Носкова [190], временного перерыва между вулканитами куратинской свиты и черносланцевыми отложениями верхнего живета на изучаемой площади не устанавливается.

Многие исследователи (Гинцингер, 1958; Белостоцкий, 1961; Никольская, 1963; Нехорощев В. П., 1958; Зиновьев, 1973) придают исключительное значение предверхнеживетскому перерыву, считая, что в пределах Горного Алтая он проявился во многих крупных структурах и связан со значительной тектонической перестройкой этих СФЗ. При сопоставлении разрезов девонских отложений Саяно-Алтайской СО А. И. Анатольевой (1974 г.) доказано отсутствие крупного структурного перерыва между черносланцевыми отложениями верхнего живета и подстилающими образованиями куратинской свиты, аналогичные взаимоотношения установлены Л. Л. Зейфертом (1974 г.) и В. А. Колмаковым (1968 г.) в восточной и юго-восточной части Ануйско-Чуйской СФЗ. Таким образом, представляется, что роль предверхнеживетского перерыва свелась к общему кратковременному воздыманию района с незначительными вертикальным перемещением отдельных блоков и постепенному прекращению вулканической деятельности [190].

Однозначные выводы об отсутствии перерыва между временем формирования куратинской и туэктинской свит делать рано. Имеющиеся определения фауны верхнеживетского возраста в верховье р. Чернушка [190] среди осадочно-вулканогенных образований куратинской свиты могут быть неточны. При ГДП-200 в этом же прослое глинистых известняков отобраны остатки хаэтетоидных альвеолитид, определение которых, по мнению Г. Д. Исаева (СНИИГиМС, 2014), даже до отряда невозможно вследствие их обнаружения в тектонизированных породах.

В настоящее время возраст свиты, с учетом ее положения в разрезе и фаунистических определений (за пределами площади), определяется живетским веком среднего девона.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Урсульская серия развита в пределах Куратинского наложенного прогиба, где занимает значительную площадь в бассейнах рек Каирлык, Каракол, в верховьях рек Черная и Бол. Теректа, а также слагает небольшой участок в среднем течении р. Теректушка и р. Чендек. Серия на площади листа включает вулканогенно-осадочные верхнеживетско–нижнефранскую туэктинскую и нижнефранскую–фаменскую куладинскую (бичиктубомскую) свиты.

Туэктинская свита (D_{2-3tk}) имеет широкое распространение в южной части Куратинского прогиба и слагает крылья протяженной Каракольской синклинали северо-западного простирания. Кроме того, отложения свиты выполняют узкий тектонический клин в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Туэктинская свита несогласно налегает на породы куратинской свиты и согласно перекрывается отложениями куладинской свиты. Граница с куладинской свитой условная, проводится по появлению в разрезе эффузивных образований [197].

Свита сложена преимущественно темно-серыми до черных рассланцованными алевролитами и алевропелитами, в разной степени известковистыми, с маломощными прослоями темно-серых глинистых известняков, серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников, туфов и туффитов кислого, иногда смешанного состава, туфоалевролитов. Перечисленные разности осадочных пород переслаиваются слоями от долей сантиметров до нескольких метров, образуя слоистую толщу. Только мелкозернистые песчаники иногда образуют более мощные горизонты (до нескольких десятков метров). Горизонты кислых туфов в северной части района имеют мощность от нескольких метров до 50 м. Свита характеризуется чрезвычай-

ной монотонностью цветовых окрасок (различные оттенки темно-серого, темно-зеленовато-серого, почти черного цветов).

В основании, как правило, залегает грубообломочная пачка мощностью до 100 м, состоящая из переслаивающихся зеленовато-серых, лиловых вулканомиктовых конгломератов, гравели-тов, серых, зеленовато-серых кварц-полевошпатовых и полимиктовых разномелкозернистых, часто известковистых, песчаников и алевролитов, туфопесчаников. В гальках конгломератов отмеча-ются кислые и средние эффузивы, туфы и алевролиты.

В южной части Куратинского прогиба базальный горизонт отложений туэктинской свиты представлен зеленовато-серыми и буроватыми вулканомиктовыми мелкозернистыми песчани-ками и гравелитами, прослеживающимися по отдельным обнажениям вдоль контакта на не-сколько километров. На горизонте базальных песчаников залегают темно-серые вулканомикто-вые алевролиты с каолинизированными угловатыми обломками перебитых подстилающих вулканогенных пород. Количество обломков не превышает 10–15 %. Вверх по разрезу горизон-та количество обломков постепенно сокращается, в 7 м от базального горизонта встречаются лишь отдельные сильно выветрелые обломки пород, аналогичные вышеописанным [190].

На вулканомиктовых алевролитах залегает мощная (750 м) толща темно-серых, реже – зеле-новато-серых рассланцованных известковистых аргиллитов с прослоями алевролитов, реже – глинистых известняков, туфов и туффитов кислого состава. Пачки песчаников, глинистых из-вестняков и туфов обычно маломощные и лишь в редких случаях достигают первых десятков метров. Песчаники кварц-полевошпатовые, известковистые. Известняки представлены зелено-вато-серыми глинистыми разностями, часто – песчанистые. Прослои туфов встречаются редко, главными образом, в нижней половине толщи. Характерной особенностью осадочных пород в нижних частях является четкая слоистость, выраженная в переслаивании 1,5–2 см прослоев черных алевролитов с серыми песчаниками. Иногда серые известковистые песчаники образуют среди алевролитов пород более мощные горизонты – до нескольких метров и первых десятков метров. Залегающие выше темно-серые алевролиты и черные алевропелиты обычно однород-ные или неяснослоистые. Верхняя половина толщи сложена исключительно темно-серыми па-раллельно-слоистыми сланцеватыми известковистыми аргиллитами.

Мощность отложений туэктинской свиты на площади – от 850 до 1 120 м.

Отложения туэктинской свиты наблюдались по отдельным коренным выходам на водораз-деле рр. Аккем–Сору. Здесь последовательно обнажаются снизу вверх:

1. Светлые зеленовато-серые известковистые гравелитопесчаники с полуокатанными обломками размером до 0,3–0,5 см, редко – до 1 см. В обломках встречаются темно-серые алевролиты и лавы разнообразного соста-ва. Единичная галька представлена белым кварцем 26 м
2. Светло-серые мелкозернистые известковистые песчаники 44 м
3. Светло-серые мелкозернистые известковистые песчаники, чередующиеся с слоями черных алевролитов мощностью от 0,5 до 1,0 м. Песчаники преобладают 25 м
4. Сероцветные рассланцованные алевролиты, переслаивающиеся с маломощными слоями (до 0,2–1 м) светло-серых мелко-, среднезернистых слабоизвестковистых и известковистых песчаников. Алевролиты пре-обладают 75 м
5. Сероцветные рассланцованные алевролиты со слоем туффитов мощностью 1 м. Туффиты смешанного состава псаммитовой структуры, псевдофлюидальной текстуры 12 м
6. Тонкослоистые и линзовидно-слоистые сероцветные алевролиты с редкими маломощными слоями (0,2–1,0 м) сланцеватых известковистых и слабоизвестковистых средне-мелкозернистых песчаников светло-серой, реже зеленовато-серой окраски. Слоистость в алевролитах обусловлена наличием слоев (от 1 мм до 1 см) и линзочек более светлой и более темной (до черной) окраски 50 м
7. Серые (до черных) алевролиты с редкими слоями (0,5–1 м) серых известковистых песчанистых алевро-литов и зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников 50 м
8. Черные рассланцованные алевролиты 50 м
9. Сероцветные известковистые алевролиты, чередующиеся со средне-мелкозернистыми сланцеватыми песчаниками и с черными сланцеватыми алевролитами. В песчаниках отмечены единичные линзы (0,15×1 м) известняков 80 м
10. Зеленовато-серые сланцеватые известковистые песчаники с маломощными слоями (до 2–10 см) и линзами (размером до 0,2×1,0 см) черных алевролитов. Структура – от алевроитовой до мелко- и среднезерни-стой 40 м
11. Переслаивание сероцветных сланцеватых известковистых мелко-, среднезернистых песчаников и алевро-литов. Отмечены единичные линзы (m – 0,15 м) буроватых лимонитизированных подробленных известняков 25 м
12. Алевролиты черные интенсивно рассланцованные со слоями тонкослоистых и линзовидно-слоистых сероцветных алевролитов. Слоистость в сероцветных алевролитах обусловлена наличием тонких слоев и линзочек алевролитов черной окраски 65 м

Мощность отложений по разрезу 542 м

Отложения туэктинской свиты пользуются ограниченным распространением к юго-востоку

от Куратинского прогиба, где вскрываются в виде узкого тектонического клина вдоль Чарышско-Терехтинского разлома. Из литологических разностей здесь преобладают темно-серые глинистые, известково-глинистые и известковистые песчаники, серые, темно-серые пелитоморфные известняки.

Отложения туэктинской свиты часто прорваны субвулканическими телами и дайками риолитов куладинского, реже долеритов урскульского и куладинского комплексов. Контакты риолитов как субогласные со слоистостью алевролитов, так и секущие. Часто в экзоконтактах риолитовых тел отмечается осветление алевролитов (зонки 1–2 см). В зоне контакта в риолитах отмечаются ксенолиты алевролитов от 5–10 мм до 1 м. Алевролиты, пронизанные тонкими инъекциями риолитов, сопровождаются пятнистой или прожилковой лимонитизацией и хлоритизацией.

Петрографические разновидности, слагающие свиту представлены: песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, туфогенно-осадочными породами, реже – известняками, туфами.

Песчаники преимущественно светло-серые, зеленовато-серые, известковистые, реже – буроватые вулканомиктовые; массивной, сланцеватой текстуры. Среди обломочного материала, составляющего 80–90 %, преобладает средне-мелкозернистая псаммитовая размерность (0,1–0,6 мм). В составе обломков широко представлены кварц, полевые шпаты, микрокварциты, кислые эффузивы, глинисто-слюдистые породы с разной степенью насыщения серым пелитоморфным веществом. Менее развиты, андезиты, алевролиты, кремнистые породы. В некоторых случаях по характеру обломков песчаники приближаются к туфогенным разностям. Форма обломков преимущественно неправильная, овальная, угловатая, изометричная, удлиненная, линзовидная, последние ориентированы по сланцеватости. Из акцессорных минералов присутствуют: циркон, турмалин, рутил, апатит, сфен, анатаз, лейкоксен. Цемент поровый, контактовый; местами базальный; по составу кварц-кальцит-хлорит-слюдистый, хлорит-слюдистый, глинисто-карбонатный, с примесью рудной пыли, гидроокисидов железа. Слюды представлены серицитом, в меньшей степени биотитом, гидробиотитом. Наблюдаются участки с существенно кальцитовым цементом, на других участках кальцит в цементе отсутствует. Совместно с железистым кальцитом незначительно развит доломит. Общее содержание карбоната варьируют от 5 до 50 %.

Алевролиты серые, темно-серые, зеленовато-серые, реже – буроватые, известковистые, часто песчанистые, псаммоалевритовой, алевропелитовой, бластоалевритовой структуры; слоистой, сланцеватой текстуры, обусловленной ориентированным положением слюдистого материала. Обломочный материал составляет 80–85 %; из них псаммитовые разности занимают не более 25 %. Форма удлиненная, овальная, неправильная. В составе обломочного материала преобладают кварц и полевые шпаты; присутствуют: кальцит, микрокварциты, слюдистые обломки. Акцессорные минералы: турмалин, лейкоксен, сфен, рутил, циркон. Цемент поровый кварц-кальцит-хлорит-слюдистый. Слюда представлена преимущественно серицитом, редко – биотитом. Общее содержание кальцита в породе не превышает 30 %. Темно-серые разности насыщены пиритом.

Гравелиты вулканомиктовые и гравелитопесчаники известковистые; в обломках кварц, полевые шпаты, риолиты, редко – долериты с микрофитовой структурой, редко – микрокварциты. Кальцит распределен равномерно в виде вкрапленности и небольших скоплений, составляет около 20 %. Цемент базальный и поровый. Аргиллиты пелитовой структуры, однородной, сланцеватой текстуры. Порода обогащена рудным минералом, равномерно распределенным по породе, часто калишпатизирована, хлоритизирована, серицитизирована.

Известняки серые, темно-серые до черных, реже – светло-серые с кремовым оттенком; преимущественно мелкозернистые, песчанистые, реже – пелитоморфные; сланцеватой, слоистой текстуры, обусловленной субпараллельными слоями углеродистого вещества. Структура разномасштабная, мелкозернистая. Порода сложена разномасштабным кальцитом, интенсивно перекристаллизованным. Размеры зерен варьируют от 0,01 до 1,2 мм. Форма зерен удлиненная, овальная, неправильная. В тектоническом клине встречены отдельные горизонты мраморизованных светло-серых известняков.

Туффиты смешанного состава псаммитовой структуры. Обломочный материал составляет 50–55 %, размерами от 0,3 до 2 мм. Форма обломков оплавленная угловатая, вытянутая ориентированная. Преобладают обломки кварц-полевошпатового состава с разной степенью раскристаллизации; с примесью агрегативных скоплений хлорита, карбоната, серицита. Обломочный материал представлен дацитами, андезитами, глинисто-слюдистыми породами с примесью серого пелитоморфного вещества, кварц-кальцитовые обломки, редкие кварц и полевой шпат. Отдельные класты подроблены, обрастают гребенчатым кварцем с листочками хлорита. Цемент

слюдисто-хлоритовый с примесью кварцевых зерен, гидроокисидов железа. Характерной чертой является наличие субориентированных полосчатых выделений зернышек рутила (менее 0,03 мм), тяготеющих к скоплениям хлорита. Содержание рутила – до 1 %.

Туфы кислого состава сероцветные, сланцеватой, псевдофлюидальной текстуры; от псефитовой до лапиллиевой, кристалловитрокластической, от кристаллокластической до литокластической, бластовитрокластической и микрогранобластовой структуры. Обломочный материал составляет 25–30 % и представлен единичными кристаллами оскольчатого кварца и таблитчатого плагиоклаза, многочисленными обломками стекла. Размеры варьируют от 0,06 до 1,2 мм. Литокласты представлены кислыми эффузивами, преимущественно фельзитовой структуры. Витрокласты имеют овальные, удлинённые, неправильные формы; иногда типа фьямме и превращены в тонкозернистый агрегат (0,005–0,01 мм, до 0,03 мм) кварц-плагиоклаз-калишпатового состава с различным преобладанием того или иного минерала. Отмечаются редкие реликты обломков неправильной изометричной формы размерами 0,5–2,5 мм, состоящие из кварц-калишпатового агрегата, отличающиеся более крупной размерностью зерен (0,01–0,03 мм). Цемент пепловый; состоит из многочисленных обломков стекла угловатой, серповидной, крючковатой, волосовидной формы, размеры менее 0,03 мм. Состав пеплового вещества микрогранобластовый кварц-плагиоклаз-калишпатовый. Туфы дацитов отличаются от риолитовых значительно меньшим количеством калиевого полевого шпата, обломки кварца и плагиоклаза составляют 20–25 %; литокласты перекристаллизованы с образованием микрогранобластового кварц-плагиоклазового агрегата, по периферии оконтурены скоплениями хлорита. Биотитизация проявлена как в виде пятен так и в агрегате, образованном при замещении литокластов. В некоторых разностях отмечается карбонатизация в виде новообразованных зерен карбоната ромбической формы размерами 0,05–0,1 мм и их скоплений.

Туфы смешанного состава темно-серые, обломочной, псевдофлюидальной текстуры; витрокристаллолитокластической структуры. Кластический материал составляет 30–35 %. Обломки размерами от 0,15 до 3 мм удлиненной, изометричной, реже оскольчатой формы, ориентированы вдоль псевдофлюидальности. Преобладают обломки кислого состава, в т. ч. порфировой структуры с фельзитовой, сферолитовой основной массой. Кристаллокласты представлены кварцем, полевым шпатом, сферолитами полевошпатового состава. Наблюдаются единичные обломки интенсивно измененных андезитов с реликтовой микролитовой структурой. Цемент гранолепидобластовый хлорит-слюдистый с примесью кварца, полевого шпата. В менее измененных частях сохранился пепловый материал в виде рогулек, шнуровидных форм серицитового наполнения. Присутствуют редкие агрегативные скопления землистого эпидота, рудная пыль, единичные гнезда кальцита, лейкоксена.

Ксенотуфы смешанного состава темно-серого цвета, псевдофлюидальной текстуры, кристаллолитовитрокластической, псефопсаммитовой структуры. Обломочный материал составляет до 50 %, преимущественно оплавленной, реже – угловатой формы. Преобладают обломки стекла разной степени раскристаллизации, состоящие из агрегата кварц-полевошпатовых зерен с примесью хлорита, биотита; сферолитовой и фельзитовой структуры. Литокласты (менее 5 %) представлены дацитами, андезитами и глинисто-слюдистыми породами. Кристаллокласты кварца и плагиоклаза редки; отмечаются зерна циркона и анатаза. Цемент кристалловитрокластический, гранолепидобластовый, содержит редкие кристаллы кварца, полевого шпата, интенсивно серицитизированный, развиты хлорит, биотит. Цемент насыщен обломками стекла рогульчатой, серповидной, шнуровидной, оскольчатой формы.

Геофизические поля отражают физические свойства пород, слагающих свиту: слабую магнитную восприимчивость ($\chi = (26–38) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и низкую плотность (σ – до 2,65 г/см³). Магнитное поле над отложениями свиты спокойное положительное (от 0 до 150 нТл), реже слабоотрицательное (от 0 до –50 нТл). В гравиметрическом поле свита не выделяется на фоне девонских отложений, слагающих Куратинский прогиб (от –130 до –148 мГал).

На АФС отложения свиты характеризуются более сглаженными формами рельефа, чем у куратинской свиты. По резкой смене форм рельефа дешифрируется граница между куратинской и туэктинской свитами.

Туфы кислого состава туэктинской свиты нормально- и умереннощелочные, умереннокалиевые (рис. 7), высокоглиноземистые (индекс Шенда – 1,54–1,56). Судя по дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb туфы туэктинской свиты сформировались в обстановке активной континентальной окраины и по соотношению (K₂O+Na₂O)/CaO–(Zr+Nb+Ce+Y) принадлежат гранитоидам А-типа. На мультиэлементной диаграмме некогерентных элементов нормированных по примитивной мантии (рис. 6) наблюдаются повышенные концентрации Rb (80–90 норм), Th, U, K (100–200 норм) с отрицательными аномалиями Sr, P, Ti. Распределение РЗЭ характеризуется практически недифференцированным графиком для иттриевой группы на уровне 20–30

хондритовых норм, концентрации элементов цериевой группы достигают 50–100 норм.

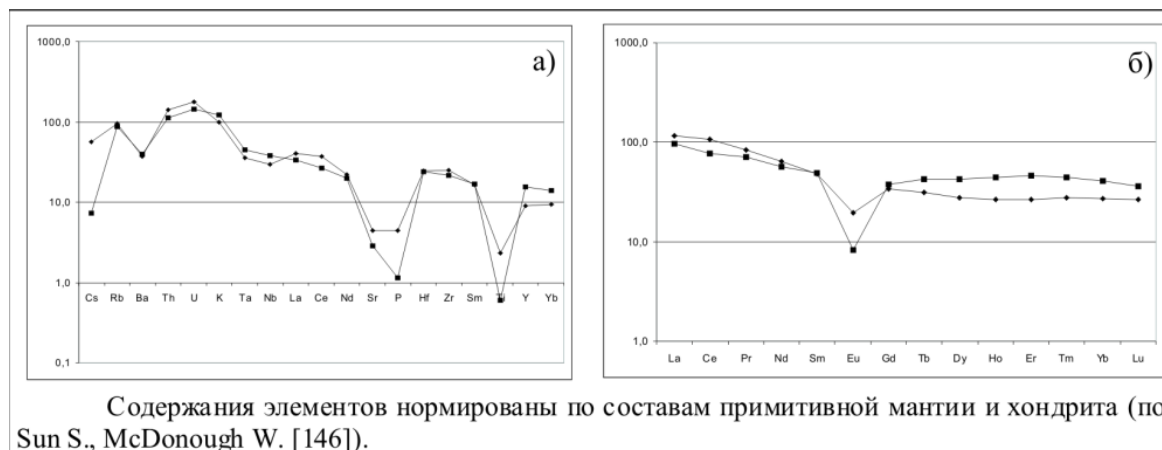


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в пирокластических породах туэктинской свиты.

Туфы туэктинской свиты имеют петро- и геохимические характеристики близкие к геохимическим особенностям кислых эффузивов как куратинского, так и куладинского комплексов.

Терригенные образования туэктинской свиты отличаются высокой халькофильной специализацией, обусловленной аномально высокими концентрациями – Hg, Au; в группе дефицита – литофильные (W, Sr, Zr, Yb, Sn, Ba, Li), халькофильные (Ag) и сидерофильные (Ni) элементы. Туфы кислого состава отличаются повышенными концентрациями Au и Cr; при дефиците литофильных (Y, Li, P), сидерофильных (Co, V). Интенсивно рассланцованные известковистые песчаники и алевролиты служат благоприятной средой для локализации оруденения золото-кварцевой малосульфидной и флюорит-кварцевой формации в полях развития субвулканических тел и даек куладинского комплекса.

Возраст свиты устанавливается на основании фауны кораллов и брахиопод, в изобилии встречающейся в нижней части разреза свиты. Здесь среди брахиопод В. Г. Зинченко определены: *Atrypa waterlooensis* Web. var. *lebedianica* Ržon., *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Eoreticularia* sp., *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Uncinulus* sp., *U. goldfussi korovini* Khalf., *Streptorhynchus devonicum* (Keys.), *Platyrochella martianovi* (Stuck.), *Lamellispirifer mucronatus* (Corn.), *Athyris angelica* Hall, *Anathyris* cf. *phalaena* (Phill.); из кораллов В. А. Желтоноговой установлено массовое развитие вида *Altaiophyllum belgebaschicum* Ivania. При проведении ГДП-200 в алевролитах и известняках туэктинской свиты были установлены брахиоподы: *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Spinocyrtia martianovi* (Stuck.), *Sibiratrypa lebedjanica* (Ržon.), *Devonochonetes coronatus* (Conr.) (определения Я. М. Гутака, 2013).

Приведенные списки фауны позволяют с полным основанием относить вмещающие их отложения к верхнеживетскому–нижнефранскому ярусам среднего–верхнего девона [211].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Куладинская (бичиктубомская*) свита (D_3kl) представляет собой осадочно-вулканогенную толщу, сложенную эффузивами от основного до кислого состава и пирокластическими фациями преимущественно кислого состава. В отличие от смежного листа М-45-VIII в составе свиты присутствуют мощные горизонты терригенных отложений (алевролиты, песчаники). Взаимоотношения с нижележащей туэктинской свитой согласные, верхняя граница эрозионная.

Коэффициент эксплозивности – в среднем 75 %, в отдельных разрезах варьирует от полного отсутствия пирокластических разностей до осадочно-туфогенных разрезов, где вулканогенные образования представлены только туфами. Петрографическая характеристика, петрохимические и геохимические особенности вулканогенных разновидностей приведены в главе «Магматизм».

* Согласно результатам исследований авторов и рекомендациям РЭС, название «бичиктубомская» заменено на «куладинская» в связи с несоответствием терригенного состава бичиктубомской свиты, приведенного в Стратиграфическом словаре 1975 г., уточненному – существенно вулканогенному – составу свиты [83]. Внесены соответствующие изменения в легенду Горно-Алтайской серии (Протокол от 25.02.2015 г.).

В составе свиты принимают участие светлоокрашенные кислые эффузивы: афировые риолиты, риодациты, дациты; переслаивающиеся (слои 1–5 см) серые и темно-серые алевролиты и серые мелкозернистые песчаники. Эффузивы образуют целую серию протяженных линзовидных горизонтов мощностью от нескольких метров до 200–500 м. Встречаются пластообразные залежи сероцветных туфов кислого, реже – смешанного состава.

Полные разрезы куладинской свиты на площади не установлены. Разрез туфогенно-осадочной толщи изучен на правом берегу р. Аккем. Непосредственно контакта туэктинской и куладинской свит не наблюдается. Здесь прослеживается (снизу вверх):

1. Переслаивание сероцветных алевролитов и туфов кислого состава; все породы биотитизированы и рассланцованы. В туфах отмечаются обломки кварцитовидных пород, порфировых риолитов, мелких кристаллокластов плагиоклаза. В туфах обломки уплощены, возможно, вследствие рассланцевания 52 м
2. Серые до темно-серых туфы кислого состава мелкообломочные карбонатизированные. При приближении к узкой ложбине породы рассланцованы интенсивнее; расланцевание совпадает со слоистостью 30 м
Деловий сланцеватых туфов и осадочных пород 40 м
3. Переслаивание сероцветных, иногда с зеленоватым оттенком, алевролитов, песчаников, крупнообломочных туфов кислого состава. Мощность прослоев от 1 см до 0,5 м 130 м
4. Однообразные кристаллокластические туфы кислого состава расланцованные и биотитизированные. Иногда порода очень похожа на порфировый эффузив (редкое и равномерное распределение вкрапленников плагиоклаза в афанитовой основной массе). В других случаях количество кристаллокластов достигает 60–70 % и появляются обломки пород. В конце интервала (5 м) псефитовые туфы, размеры обломков до 5–6 см по длинной оси 70 м
5. Туффиты пелитовые известковистые сланцеватые. Количество обломков кристаллов и пород к концу интервала постепенно уменьшается. К концу интервала сланцеватость усиливается (совпадает со слоистостью) 30 м
6. Переслаивающиеся серые туфоалевролиты, туфоаргиллиты, реже – туфопесчаники, причем крупных обломков уже не встречается. Породы сланцеватые, карбонатизированные. В средней части пачки явно преобладают песчаные разновидности, хотя переходы между ними постепенные; в кровле и подошве примерно равное соотношение. Песчаные разновидности от мелко- до крупнозернистых 150 м
7. Переслаивающиеся известковистые сероцветные песчаники, сланцеватые, биотитизированные алевропелиты и алевролиты. К концу интервала в породах появился слабый зеленоватый оттенок 80 м
Тело биотитизированных гранит-порфиров 20 м
8. Туфы кислого состава биотитизированные сланцеватые, варьирующие от кристаллокластических до пепловых, в переслаивании с туфопесчаниками и алевролитами 31 м
9. Светло-серые известковистые туфоалевролиты, сланцеватые 104 м
10. Темно-серые алевролиты тонкокливажированные. Отмечаются короткие (до 5 см) тонкие (до 0,5 см) линзочки белого карбоната 15 м
11. Темно-серые алевропесчаники сланцеватые, известковистые и светло-серые мелко-среднезернистые песчаники. Мощности пластов 1–3 м, в целом несколько преобладают песчаники 50 м

Мощность отложений по разрезу – 782 м.

Еще один разрез куладинской свиты составлен в междуречье Сору–Аккем, где наблюдаются (снизу вверх):

1. Серо-зеленые туфы кислого состава, расланцованные, окварцованные, литокристаллокластические. В обломках как кристаллы (плагиоклаза), так и риолиты. Структура варьирует от мелкозернистой с очень мелкими кристаллокластами до насыщенных кристаллокластами плагиоклаза средне-крупнозернистых псаммитовых разновидностей, содержащих и литокласты 105 м
2. Темно-серые алевропелиты, окварцованные, слоистые алевролиты и аргиллиты известковистые. Породы тонкокливажированы 175 м
3. Светло-кремовые туфы кислого состава пепловые 50 м
4. Серые туфы кислого состава, расланцованные и биотитизированные, фрагментарно карбонатизированные и окварцованные, псаммоалевритовые кристаллокластические 220 м
5. Темно-серые алевролиты 20 м
6. Переслаивание темно-серых алевролитов, туфопесчаников и светло-серых расланцованных карбонатизированных туфов 40 м
7. Туфы кислого состава, расланцованные и биотитизированные, кристаллокластические 70 м

Мощность отложений по разрезу – 680 м.

Существенно осадочный разрез свиты наблюдался на водоразделе рек Арыгем–Ниж. Карасу, где обнажаются в следующей последовательности (снизу вверх):

1. Амфибол-альбитовые роговики по алевролитам тонкополосчатые. Полоски – от почти белых до почти черных, мощностью от долей мм до 1 см. Ороговикование, вероятно, за счет тела долеритов, которое прослежено отмечено до начала разреза 13,5 м
2. Темно-серые алевролиты, слабоороговикованные, тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые (тонкие более светлые слои в общей темно-серой массе) 86,5 м

3. Темно-серые алевролиты известковистые с тонкими (до 2 мм) слоями мелкозернистых песчаников светло-серого цвета (не более 10 %). В конце интервала доля песчаников несколько увеличилась – до 15–20 %	46 м
4. Темно-серые алевролиты с прослоями ксенотуфов андезибазальтов (20–25 %), слабо пропилитизированных. Наиболее мощный (0,5 м) прослой средне-крупнозернистых ксенотуфов серого цвета. В ксенотуфах изредка фиксируются литокласты темно-серых алевролитов	10 м
5. Переслаивание известковистых алевролитов и песчаников; соотношение алевролитов и песчаников примерно 4:1. Наблюдается постепенное усиление рассланцевания (кливажа), которое по простиранию совпадает со слоистостью, но углы падения круче (до вертикальных)	140 м
6. Переслаивание сероцветных алевролитов, превращенных в кальцит-кварц-сланцевые сланцы, и алевролитов известняков	100 м
7. Переслаивание темно-серых, ороговикованных, рассланцованных (до хлорит-кальцит-биотитовых сланцев – милонитов) алевролитов со светло-серыми мелко и среднезернистыми песчаниками, ксенотуфами в соотношении 3:1. Породы слабоизвестковистые	63 м
Тело серо-зеленых долеритов	80 м
8. Светло-серые кварц-цоизитовые роговики с пироксеном, кальцитом, пренитом по алевролитам	27 м
Тело габродолеритов	

Мощность отложений по разрезу – 486 м. Мощность отложений свиты в районе по фрагментарным разрезам составляет 485–1 120 м.

Вулканогенные породы куладинской свиты представлены широким спектром петрографических разновидностей от основных до кислых по составу, как лавами (базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты), так и пирокластическими образованиями (лавокластиты и кислые туфы). В подчиненном количестве присутствуют осадочные образования, в том числе и туфогенные. Петрографическая характеристика вулканогенных разновидностей приведена в главе «Магматизм».

Песчаники сероцветные, в основном известковистые массивной и сланцеватой текстуры, мелкозернистой структуры. Цемент базальный и поровый. Обломки представлены кристаллами (кварц и полевые шпаты) и, реже, породами (терригенные осадки, эффузивы кислого и среднего состава). Карбонат развит равномерно и составляет 30–40 %. Породы часто ороговикованы. Сланцеватость отражается в ориентировке удлиненных обломков и нитевидных агрегатов серицита. Алевропесчаники и туфоалевропесчаники известковистые сланцеватой текстуры, алевропсаммитовой структуры; содержат обломочный материал (менее 50 %) острые реберной формы, распределенный неравномерно. Кальцит образует скопления или различно ориентированные прожилки, составляет до 20 % объема.

Туфоалевролиты имеют существенно кремнистый цемент. Обломки представлены плагиоклазом, кварцем псаммитовой и алевролитовой размерности. Цемент состоит из микрозернистого кварца (преобладает) и бледно-зеленого хлорита. Из аксессуарных минералов отмечаются ильменит (в весовых %), пирит, апатит, сфен, корунд (ед. зн.). Алевролиты и алевропелиты в разной степени ороговикованные. Характерно чередование слоев с пелитовой (преобладает) и алевролитовой структурами. Доля обломков алевролитовой размерности (кристаллы кварца и полевых шпатов) составляет порядка 20–30 %. Карбонат развит обильно (30–60 %), но характер развития разный – от равномерной тонкой вкрапленности до шпиропоподобных и сплошных скоплений размером до 3–4 мм. В пелите доля карбоната составляет порядка 10 %, в алевролите – 30 %.

Алевролиты темно-серые, линзовидно-слоистой текстуры, обусловленной прослоями и линзами бурого аргиллита. Обломочный материал составляет 60–70 %, слабоокатанный, угловатой, угловато-сглаженной формы, размерами 0,01–0,04 мм. Преобладают обломки кварца, полевого шпата, присутствуют глинистые, кремнистые породы, микрокварциты, кварц-сланцевые породы, рудный, хлорит, биотит, редкие андезиты. Цемент базальный и контактовый, по составу глинистый, с наложенной кальцитизацией; присутствует рудная пыль, биотит, хлорит, серицит; единичные зерна рутила, анатаза, циркона. Аргиллит содержит немногочисленные зональные оолиты размерами до 0,09 мм, выполненные кальцитом. Алевролиты доломитовые темно-серые, буровато-серые микрокосо-слоистой текстуры, обусловленной различной степенью насыщения слоев (m – 0,03–3 мм) железным карбонатом и углеродистым веществом. Слоистость косая, характерная для русловых и дельтовых отложений. Широко представлены обломки кварца, в меньшей степени – полевых шпатов, присутствуют редкие рудные минералы; чешуйки мусковита, биотита, ориентированные по слоистости. Цемент преимущественно карбонатный, преобладает железистый доломит с примесью хлорита, серицита, глинистого вещества. Отмечаются разности неоднородной текстуры с пятнами и прослоями, насыщенными обломками – до 60–70 %, другие участки содержат не более 5 % обломочного материала. Преобладают обломки доломита; остальные составляющие обломочного материала (не более 5–10 %) представлены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, хлоритом, микрокварцитами, сланцами.

Наблюдаются прослои, линзочки углеродистого и глинистого вещества. Цемент глинисто-кальцит-доломитовый с размерами зерен до 0,01 мм.

Туффы алевритовые и пелитовые, известковистые, характеризуются микрозернистым существенно кварцевым цементом, с примесью хлорита, карбоната и землистого эпидота. Примерно 10 % составляют обломки алевритовой и песчаной размерности, мельчайшие кристаллы (менее 1 мм) альбита. Наблюдается тонкораспыленный лейкоксен. Аргиллиты алевритистые, известковистые, однородной текстуры, пелитовой структуры. Порода представляет собой пелитовый агрегат, предположительно в его состав входят: хлорит, серицит, кварц. В нем наблюдаются реликты мельчайших (0,02–0,04 мм) угловатых обломков полевого шпата. В известковистых разностях кальцит составляет примерно 20–40 %, развит в целом сравнительно равномерно. Отмечаются линзочки и изометричные выделения карбоната, часто в ассоциации с лимонитом. Известняки темно-бурые мелкозернистые с примесью терригенного материала (10 %).

Вторичные изменения проявлены преимущественно в ороговиковании мелкообломочных терригенных пород в экзоконтактовых зонах тел и даек долеритов урскульского комплекса. Ороговикование проявлено в биотитизации, эпидотизации, амфиболизации, реже отмечаются роговики кордиерит-биотит-альбитового состава. За счет гидротермальных изменений породы часто калишпатизированы и биотитизированы до образования пород биотит-кварц-серицит-полевошпатового, альбит-калишпат-кварцевого состава. Первичную структуру и состав породы определить при этом затруднительно.

Площади развития куладинской свиты не выделяются в слабopоложительном (0–150 нТл) и слабоотрицательном (от –150 до 0 нТл) магнитном поле в центральной части Куратинского прогиба, отражающем слабую магнитную восприимчивость ($\chi = 14 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). В гравитационном поле отложениям свиты отвечают значения Δg от –138 до –140 мГал, обусловленные низкой плотностью пород (σ – до 2,64 г/см³).

Терригенные образования куладинской свиты характеризуются дефицитом большинства элементов как литофильных (Sr, Sn, Be, Zr, W, Ba, Li, Yb) и сидерофильных (Cr, Ni, V), так и халькофильных (Sb, Ag) и накоплением Au.

В полях развития свиты известны проявления и пункты минерализации TR, Zr и Au, связанных с куладинским трахибазальт-дацит-риолитовым комплексом, комагматичным свите.

Позднедевонский (верхнефранский–фаменский) возраст куладинской свиты определяется по стратиграфическому положению – ее отложения залегают на фаунистически охарактеризованных породах средне-позднедевонской туэктинской свиты (лист М-45-VIII) [198].

СРЕДНЕДЕВОНСКО–КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

ГОРНО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА ПРИБРЕЖНЫХ ФАЦИЙ

АНУЙСКАЯ ПОДЗОНА

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Черемшанская свита (D_3 – C_1 čr) сохранилась в узком тектоническом блоке в зоне Чарышско-Терехтинского разлома в бассейнах рек Куругеш и Долгий Ключ (правые притоки р. Бол. Карыгем). Общее субширотное простираие толщ совпадает с простираием Чарышско-Терехтинского разлома. Свита как с образованиями метаморфического комплекса, так и с отложениями силура имеет тектонические границы. Верхняя граница свиты эрозионная.

Обнаженность отложений черемшанской свиты крайне плохая, вероятно литология и фаунистические остатки установлены в горных выработках пройденных при ГСР-50 в 1960–1962 гг. [211].

Отложения черемшанской свиты представлены пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Среди терригенных пород на протяжении всей полосы их распространения прослежен 15–20-метровый горизонт серых песчаных известняков с остатками брахиопод. В нижних частях толщи залегают мелкогалечные конгломераты и гравелиты с линзами и прослоями песчаников. Выше лежит горизонт песчаных известняков, который выше сменяется песчано-алевролитовая красноцветная пачка. Песчаники и алевролиты часто известковистые и среди них отмечаются маломощные прослои вишневых рассланцованных алевропелитов.

Мощность свиты на данном участке невелика и определяется тектоническими границами ее распространения, т. е. не превышает 250 м [211].

Известняки темно-серые, комковатой, оолитовой текстуры; разномзернистой, гранобластовой структуры. До 90 % объема породы сложено разномзернистым кальцитом. Комковатое строение обусловлено наличием многочисленных (20–25 %) комочков различной формы, размерами до 0,05 мм, выполненных замутненным кальцитом. Между ними располагаются более крупные, гранобластовые зерна кальцита, в меньшей степени загрязненные пелитоморфным веществом. Размеры зерен такого кальцита достигают 3,5 мм. Часть вышеописанных комочков имеет округлые, овальные формы с концентрически-зональным строением (оолиты). Как правило, внешняя каемка сложена более мелкозернистым кальцитом, внутренняя – более крупными зернами или одним зерном кальцита. Иногда в центральной части наблюдаются скопления мелких зерен кварца и доломита. Размеры таких оолитов варьируют от 0,1 до 0,6 мм. Около 10 % породы составляют пятнообразные скопления зерен кварца и железистого доломита с размерами до 0,03 мм.

Известняки черемшанской свиты характеризуются дефицитом Ti, Zn, Pb, Hg; при повышенных концентрациях халькофильных (Au, Ag) и литофильных (Ba, Sr) элементов, последнее указывает на прибрежно-морскую обстановку осадконакопления в условиях преобладающего физического выветривания в областях питания.

В геофизических полях отложения черемшанской свиты не выделяются в связи с незначительными масштабами распространения. Они характеризуются низкой магнитной восприимчивостью ($\chi = 42 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и невысокой плотностью (σ – до 2,69 г/см³).

Отложения черемшанской свиты сформированы в условиях обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна [34].

Позднедевонско–раннекаменноугольный возраст свиты определяется содержащейся в известняках фауной брахиопод. В. Г. Зинченко среди них определены: *Spirifer acceptus* Bes., *Camartoechia* ex gr. *C. panderi* (Sem. et Moell.), *C. sp.*, *Athyris* cf. *propinqua* Tolm., характеризующие турнейский ярус нижнего карбона Кузбасса [211].

Из отложений на водоразделе правых притоков р. Бол. Карыгем в 1959 г. С. Н. Баженовой собраны брахиоподы: *Dictyoclostus burlingtonensis* (Hall), *Cancrinella laevicosta* (White), *Neospirifer* sp., *Reticularia* cf. *pseudolineata* (Hall), *Spirifer missouriensis* Sw., *Paryphorhynchus* cf. *striaticostatus* (M. et W.) (определения И. А. Гречишниковой) и мшанки: *Fenestella serratula* Ulr., *F. multipora* Nekh., *F. aff. buchtarmensis* Nekh. (определения В. П. Морозовой), которые указывают на раннетурнейский возраст отложений (тайдонское время по региональной шкале) [8].

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ПРИРАЗЛОМНЫЕ ВПАДИНЫ И ПРОГИБЫ

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кызылташская свита (?) ($C_3kz?$) слагает небольшое поле выходов свиты (менее 0,1 км²) на левобережье р. Катунь в 6 км ниже устья р. Бирюкса [167], где выполняют небольшой тектонический блок (Текелинский грабен) в зоне Алтайского разлома.

Отложения свиты представлены в основном грязно-зелеными и мелко-среднеобломочными (0,5–20 см) конгломератами, редко гравелитами и тонкими (до 20 см) прослоями темно-серых и черных углеродсодержащих алевролитов. Галька в конгломератах в основном хорошо окатана, но есть и остроугольная разнообразного состава: кварц, кварциты, яшмоиды, лиловые и зеленые эффузивы кислого, среднего и основного состава, метадолериты, габбродиориты, диориты, песчаники, алевролиты и др. Цемент разномзернистый, песчанистый, грязно-зеленого цвета. В конгломератах отмечаются обрывки ствольных частей растений, не поддающихся определению. В углеродсодержащих алевролитах встречены отпечатки неопределимой флоры, пыльца и споры.

Мощность отложений свиты около 150 м.

Откартированные отложения отнесены к кызылташской свите условно, на основании их сходства с фаунистически охарактеризованной кызылташской свитой, слагающей несколько тектонических пластин в зоне Курайского разлома [34].

Возраст свиты, по растительным остаткам (за пределами площади), соответствует позднему карбону.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские стратифицированные отложения мощностью от первых метров на пенепленезированных водоразделах и вершинах гор до более 400 м, по результатам бурения скважин [104], и до 550–1 960 м, по геофизическим данным [40], в Уймонской котловине покрывают не менее 70 % площади листа, и представлены образованиями, предположительно, палеогеновой и достоверно неогеновой и четвертичной систем. Размещение основных генетических типов рыхлых четвертичных образований, развитых на дневной поверхности и доступных картированию, отражено на карте палеоген–четвертичных образований. Кроме того, в Уймонской котловине скважиной вскрыты достоверно установленные миоцен–плиоценовые образования туерькской свиты [121] и, предположительно, эоплейстоценовые отложения бекенской свиты, нижненеоплейстоценовые отложения башкаусской свиты, а также нерасчлененные нижне-средненеоплейстоценовые ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные образования [104]. Особое значение имеет изучение кайнозойских отложений в Уймонской котловине, так как здесь прогнозируется погребенная многослойная большеобъемная золотиносная россыпь [20, 157]. Описание стратиграфии рыхлых отложений дается ниже в соответствии с картой палеоген–четвертичных образований, а ссылки на скважины и обнажения – с их номерами на этой карте.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН

Палеогеновые и нижненеогеновые отложения нерасчлененные (P–N₁?) мощностью более 1 400 м, показанные только на разрезе и схемах, выделяются нами условно по результатам, впервые выполненного в Уймонской котловине в 2011 г., комплекса геофизических электромагнитных исследований (зондирования становлением поля, вертикальные электрические зондирования, электротомография на постоянном токе) [40]. Интерпретация этих данных, по аналогии с Чуйской котловиной Горного Алтая, позволяет говорить, что они представлены глинами, алевроитами, глинистыми песками, песчанистыми и алевроитистыми глинами предположительно озерного и делювиально-пролювиального генезиса [40]. Эти образования мы сопоставляем с палеогеновыми и нижненеогеновыми отложениями Чуйской и Курайской котловин Юго-Восточного Алтая, где они расчленяются на карачумскую, талдыдюргунскую, красногорскую и кошагачскую свиты, а их возраст условно определяется как палеоцен–раннемиоценовый. Еще 70 лет назад Л. А. Рагозин [86] впервые высказал предположение, что Уймонская котловина, расположенная на одной широте с Курайской, оформилась уже в палеогене. Да и С. Н. Баженова предполагала наличие в Уймонской котловине пестроцветных олигоценовых глин [26]. К сожалению, на данном этапе сказать что-то более определенное без бурения скважин невозможно.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Впервые отложения, которые позднее были отнесены к неогену, мощностью до 53 м, представленные красно-бурыми глинами с окатанными обломками кварца и кристаллических сланцев, были в 1951 г. вскрыты в Уймонской котловине скважинами на глубинах 62 и 82,5 м, за пределами листа в с. Маргала в поднадвиговой зоне у подножия Теректинского хребта [188]. В 1959 г. незначительные выходы красно-бурых щебнистых глин мощностью до 10 м были обнаружены на данной территории у с. Кастахта и с. Баштала и отнесены к позднему плиоцену [123]. Какие-либо палеонтологические материалы для обоснования их возраста отсутствуют и к неогену они отнесены лишь на основании красноцветной окраски. Эти глины О. А. Раковец [88] относил к терекской свите плиоцен–раннечетвертичного возраста. Позднее Г. А. Шмидт [124, 125] считала их стратиграфическим аналогом плиоценовых и нижненеоплейстоценовых образований Зырянской котловины Рудного Алтая, а Б. А. Богачкин [7] рассматривал как буровую серию позднемиоцен–плиоценового возраста. В 2013 г. скв. 23 в центре Уймонской котловины впервые частично вскрыты палеонтологически охарактеризованные миоцен–плиоценовые озерные отложения. В 2014 г. незначительный выход красно-бурых глин обнаружен в цоколе третьей надпойменной террасы на левом берегу р. Катунь в 1 км выше с. Усть-Кокса, где вскрыт мелким карьером. В масштабе карты отдельные выходы неогена не выражаются и на ней не показаны. Они отражены только на разрезе и схемах.

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Туерыкская свита (ln_{1-2tr}) впервые выделяется на площади листа, по результатам бурения скв. 23. Кровля свиты залегает под отложениями бекенской свиты на глубине 339 м (абсолютная высота – 631 м). Ее неполная вскрытая мощность 61 м. Генетически это озерные отложения, представленные (сверху вниз):

1. Алеврит светло-серый плотный карбонатный с частыми прослоями коричневых крупнозернистых песков, желтоватых и светло-серых мелко- и среднезернистых песков. Толщина песчаных прослоев от 3 до 25 см. В алевритах встречаются мелкие округлые карбонатные конкреции размером до 2,5 см. В инт. 345,5–345,6 м – прослой желтоватого очень крепкого песчаного мергеля, а в инт. 346,6–346,75 м – прослой такого же светло-серого мергеля.....10,5 м
2. Глина песчанистая желтовато-серая с включениями плохо окатанных гравия и галек размером до 3 см. Песок разномзернистый. Отмечаются тонкие (до 20 см) прослои желтоватых глин и гравийно-галечные прослои мощностью до 0,5–0,7 м в песчано-глинистом заполнителе. Гравий плохо окатанный, галька размером от 1 до 4 см средне окатана 11,0 м
3. Глина желтовато-серая плотная с многочисленными тонкими (1–2 мм) бурыми полосками ожелезнения по плоскостям наложения, придающими тонкополосчатый вид.....2,2 м
4. Глина песчанистая красновато-бурая очень плотная массивная неслоистая карбонатная. С глубины 364 м в ней появляются гравий, дресва и мелкий щебень сильно выветрелых пород. В подошве слоя – валун кварц-хлоритовых сланцев размером до 20 см 3,2 м
5. Глина плотная массивная неслоистая, в начале интервала – коричневая, вниз по разрезу постепенно становится серой 1,5 м
6. Глина песчанистая желтоватая плотная с включениями гравия. В инт. 367,7–368,2 м – прослой, насыщенный плохо окатанными гравием и мелкой галькой 5,0 м
7. Глина алевритистая коричневатая-серая с тонкими бурыми полосками ожелезнения по плоскостям наложения 2,2 м
8. Песок разномзернистый глинистый с включениями мелкого гравия. Глина желтовато-коричневая. В инт. 375,8–375,9 м – прослой очень крепкого крупнозернистого гравелитисто-известковистого песчаника желтоватого цвета с многочисленными мелкими обломками раковин моллюсков 1,3 м
9. Глина серая с коричневыми и бурыми полосами ожелезнения 0,5 м
10. Глина голубовато-серая плотная с коричневыми и бурыми полосами ожелезнения в начале интервала 0,5 м
11. Глина тонкослоистая аргиллитоподобная, в начале интервала – светло-коричневая, вниз по разрезу постепенно становится зеленовато-серой, затем серо-зеленой и к концу интервала – черной. Толщина слоев – первые мм 0,7 м
12. Глина черная очень плотная аргиллитоподобная. Содержит мелкие черные блестящие углефицированные растительные остатки и обломки раковин моллюсков 1,9 м
13. Глина бурая очень плотная тонкослоистая. В конце интервала прослой (10 см) разномзернистого песка 1,7 м
14. Глина песчанистая серая плотная с единичными включениями гравия и тонкими (до 1 см) редкими слоями разномзернистого песка.....1,1 м
15. Песок глинистый желтоватый плотный неслоистый с включениями гравия и галек.....7,3 м
16. Глина песчанистая красновато-бурая плотная массивная неслоистая с включениями дресвы и щебня метаморфизованных сланцев, карбонатная, с примесью мелкого гравия. В инт. 391,7–392,0 м – прослой серо-зеленой глины 3,7 м
17. Глина песчанистая желтовато-серая с включениями мелкого гравия.....0,5 м
18. Глина песчано-алевритистая красновато-бурая с включениями мелкого гравия карбонатная 0,8 м
19. Глина песчано-алевритовая очень плотная аргиллитоподобная массивная карбонатная. В верхней части интервала на протяжении 40 см – серая, а затем до подошвы – черная. Содержит редкие черные блестящие мелкие углефицированные растительные остатки, включения плохо окатанного мелкого гравия различных пород, щебень и многочисленную дресву выветрелых сланцев. При высыхании цвет глины меняется, появляются прослои серого, темно-серого, серо-зеленого и темно-коричневого цвета мощностью от 0,3 до 0,5 м с постепенными переходами 5,4 м

В целом вскрытые отложения представлены глинами песчано-алевритовыми. Содержание песка изменяется от 2,7 до 22,2 %, алеврита – от 2,1 до 43,1 % и глины – от 31 до 95,2 %. Карбонатность отложений изменяется от 5 до 12 %. Глины каолинит-монтмориллонитовые со смешаннослойными силикатами, кальцитом и гетитом.

Отложения характеризуются высоким выходом минералов легкой фракции (96,21–99,38 %), представленных кварцем, полевыми шпатами и кальцитом, и низкими содержаниями минералов тяжелой фракции (3,79–0,62 %). В состав тяжелой фракции входят магнетит, ильменит, гематит, лейкоксен, эпидот, амфибол, аутигенный лимонит (более 10 % каждый минерал), менее 10 % – пироксен, апатит, рутил, сфен и единичные зерна циркона, турмалина.

Они отличаются в нижней части разреза пониженными значениями породообразующих окислов (%): SiO_2 (35,4–47), TiO_2 (0,69–0,82), Al_2O_3 (9,94–11,1), Fe_2O_3 (5–5,62). Вверх по разрезу их содержание незначительно возрастает. Напротив, содержания CaO , достигающие в ниж-

ней части толщи 16,4–23,6 %, вверх по разрезу уменьшаются. В глинах слоев 8–10 и 16 отмечаются содержания золота в количестве 4–5 мг/т.

Впервые в данном районе из рассматриваемых отложений И. В. Хазина и О. Б. Кузьмина выделили спорово-пыльцевые комплексы, а Л. Б. Хазин – ископаемую фауну остракод [121]. В верхней части разреза содержится лишь единичная пыльца *Pinus* spp., *P. subgen. Diploxylon*.

В средней части разреза (инт. 377,5–378,5 м, слои 11, 12) выделены спорово-пыльцевые комплексы: *Betula* spp. (11–46), *Betulaceae* (9–19), *Salix* (4), *Tilia* (1–5), *Ulmus* (1–3), *Pinus* spp. (2–3), *P. subgen. Haploxylon* (3), *Pinaceae* (1–13), *Picea* (1), *Tsuga* (4–24), *Taxodiaceae* (1), *Artemisia* (25), *Asteraceae* (9–42), *Chenopodiaceae* (31–53), *Poaceae* (9–17), *Ranunculaceae* (6–33), *Potamogeton* (3–4), *Fabaceae* (5), *Plantago* (1), *Cichoriaceae* (1), *Ericaceae* (1), *Polypodiaceae* (7), *Sphagnum* (1–2).

В черной глине на глубине 377,5 м (слой 12) обнаружена фауна остракод: *Cyclocypris laevis* (Müller) – 5 экз., *Cytherissa hyalina* Schweyer – 4 экз., *Eucypris foveatus* Popova – 9 экз., *Ilyocypris bradyi* Sars – 12 экз., *Limnocythere seducta* Mandelstam – 7 экз., *L. inderica* Scharapova – 9 экз., *L. luculenta* Livental – 4 экз.

Виды *Cytherissa hyalina*, *Limnocythere luculenta* известны только в новостаничном комплексе остракод юга Западной Сибири, характеризующем отложения верхнего миоцена–нижнего плиоцена [56], а вид *Limnocythere inderica* в Горном Алтае встречается только в верхнетуерыкском комплексе нижнего плиоцена [117].

В нижней части вскрытого разреза в инт. 396–400 м (слой 19) выделены спорово-пыльцевые комплексы и единичные пыльцевые зерна: *Pinus* spp. (1–2), *P. subgen. Haploxylon* (1), *Pinaceae* (1), *Betula* spp. (1), *Tsuga* (1), *Artemisia* (3–43), *Asteraceae* (1–11), *Chenopodiaceae* (2–88), *Fabaceae* (1–2), *Ranunculaceae* (1–12), *Polypodiaceae* (1), *Cyperaceae* (1).

Таким образом, средняя и нижняя части вскрытого разреза по фауне остракод и палинологическим данным датируются поздним миоценом–ранним плиоценом и сопоставляются с туерыкской свитой Юго-Восточного Алтая [121].

На левом берегу Катунь в 1 км выше с. Усть-Кокса в цоколе третьей надпойменной террасы в 2014 г. карьером до высоты 8 м над уровнем поймы вскрыты очень плотные пластичные визуально неслоистые глины красно-бурого цвета с включениями дресвы и гравия терригенных пород, слагающих коренной борт долины. Глины содержат большое количество мергелистых конкреций различной формы размером от первых сантиметров до 30 см в поперечнике. На высоте 5 м над поймой в них прослеживается выдержанный горизонтальный прослой очень крепкого мергеля серовато-белого цвета мощностью до 0,3 м. Эти глины с резким эрозионным контактом перекрыты толщей верхнелепестового аллювия.

Они характеризуются следующим химическим составом (%): SiO_2 – 56,90, TiO_2 – 0,83, Al_2O_3 – 15,80, Fe_2O_3 – 5,66, FeO – 1,00, MnO – 0,11, MgO – 3,14, CaO – 4,94, Na_2O – 1,07, K_2O – 2,81, P_2O_5 – 0,19, п.п.п. – 7,58. Повышенное значение K_2O , очевидно, говорит о большом количестве гидрослюд. Отличаются низкой степенью химической зрелости ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}=14,86$). Низкое значение отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (0,18) указывает на окислительные условия среды осадконакопления. Накопление подвижных Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O свидетельствует об их аккумуляции в бессточном водоеме.

Прослой мергеля отличается от глин очень высокими содержаниями CaO (36,3 %), п.п.п. (30,2 %), несколько повышенным значением P_2O_5 (0,21 %) и очень низкими (в 2–4 раза) содержаниями остальных породообразующих окислов. В прозрачном шлифе под микроскопом хорошо видно, что мергель состоит из кальцита и изотропного глинистого вещества с редкими серицитоподобными чешуйками. Он имеет брекчиевидную микротекстуру, которая проявляется в неравномерном распределении кальцита: кальцита больше в «цементе», чем в «обломках», размеры которых 0,05–0,8 мм. Встречаются единичные обломки кварца алевритовой размерности и единичные скопления кальцита овальной формы размером до 0,1 мм, очень похожие на органические остатки, замещенные кальцитом.

Красно-бурый цвет глин, их химические особенности, наличие мергелистых конкреций и прослоя мергеля могут свидетельствовать об осадконакоплении в условиях умеренно теплого аридного климата в теплом мелководном бессточном водоеме с очень неустойчивым гидрологическим режимом, частых, сильных и длительных колебаниях его уровня вплоть до полного пересыхания. Воды этого озера отличались повышенными минерализацией, жесткостью и щелочностью.

Рассматриваемые красно-бурые озерные глины по своей литологии, химическим особенностям и условиям осадконакопления практически полностью идентичны глинам озерных фаций верхнемиоценовой павлодарской свиты в западных и северных предгорьях Алтая. Очень близки они и озерным глинам среднемиоцен–плиоценовой туерыкской свиты юго-востока Горного

Алтая.

Таким образом, рассматриваемые озерные отложения, вскрытые скв. 23 и в цоколе третьей террасы Катунь, мы выделяем как туерыкскую свиту, и в соответствии с легендой Горно-Алтайской серии [64] датируем средним миоценом–плиоценом.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения мощностью от первых метров до 339 м покрывают с поверхности до 70 % площади листа, выполняя Абайскую и Уймонскую котловины, днища речных долин и логов, пологие и средней крутизны склоны и водораздельные пенепленезированные поверхности, и отражены на карте палеоген–четвертичных образований. Кроме того, на разрезе и схемах показаны погребенные четвертичные отложения, установленные по скважинам. Их расчленение, иногда в некоторой степени условно, проведено в соответствии с действующей стратиграфической схемой четвертичных отложений Алтае-Саянской области [10, 92], Постановлением Межведомственного... [84] и серийной легенды [64].

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Бекенская свита. *Озерно-аллювиальные отложения* (laEbk) на дневную поверхность не выходят, впервые выделяются в Уймонской котловине по скв. 23 и отражены на разрезе и схемах. Эти отложения мощностью 42 м, согласно залегающие на образованиях туерыкской свиты и перекрытые осадками башкаусской свиты, вскрыты в интервале 297–339 м. Кровля свиты находится на абсолютной высоте 673 м, а ее разрез представлен (сверху вниз):

1. Глина плотная серая в сыром состоянии, насыщенная до 40 % гравием и мелкой (до 2 см) плохо окатанной галькой. Встречаются сильно выветрелые бурые обломки размером до 4 см, легко растирающиеся в глинисто-песчаную массу 1,8 м
2. Галечник крупный (от 4 до 9 см) с примесью мелкого гравия в плотном желтоватом песчано-глинистом заполнителе. Окатанность обломков плохая и средняя, состав – эффузивы, гранит-порфиры, кварциты 7,2 м
3. Глина буровато-коричневая очень плотная пластичная карбонатная. Вниз по разрезу замещается желтоватыми плотными глинистыми средне-мелкозернистыми полимиктовыми песками 3,8 м
4. Галечник с гравием и разнозернистым песком, плотно сцементированные желтовато-коричневой глиной. Окатанность обломков от плохой до хорошей, размер галек – от 1 до 6 см. Состав – эффузивы, гранитоиды, метасланцы, кварциты 9,7 м
5. Тонкое горизонтальное переслаивание глин серого, бурого, коричневого цвета и желтоватых среднезернистых песков. Толщина слоев от 2–3 мм до 2 см 1,8 м
6. Песок галечно-гравийный с буровато-желтой глиной в заполнителе 0,5 м
7. Глина мелкопесчаная с единичными включениями мелкого гравия тонкогоризонтальнослоистой карбонатной. Толщина слоев – до 2 мм. Слои бурого, желтого и коричневого цвета. Вниз по разрезу становится желтовато-серой. Содержит редкие мелкие плоские тонкослоистые карбонатные конкреции размером до 3 см 1,5 м
8. Глина алевролитовая темно-серая плотная с единичными включениями мелкого (до 0,5 см) гравия разной окатанности 0,5 м
9. Гравий с галькой и разнозернистым песком, плотно сцементированные желтой алевролитовой глиной. Размер галек – от 1 до 3 см, окатанность различная. Состав – эффузивы, гранитоиды, кварциты 1,2 м
10. Глина алевролитовая желтоватая тонкослоистая с тонкими (до 5 мм) слоями серой глины плотная карбонатная 2,8 м
11. Галечно-гравийно-песчаный слой с желтоватой глиной в заполнителе. Окатанность обломков различная. Размер галек – от 1 до 3 см. Состав – эффузивы и метаморфизованные сланцы. Песок разнозернистый 3,7 м
12. Галечник в гравийно-песчаном заполнителе разной окатанности. Размер галек – от 3 до 7 см. Состав – эффузивы, гранитоиды, кварциты 1,9 м
13. Глина коричневая плотная пластичная, содержащая до 30 % гравия и мелкой (до 2,5 см) хорошо окатанной гальки 0,6 м
14. Глина алевролитовая желтовато-коричневая плотная с включениями хорошо окатанного гравия 1,0 м
15. Глина коричневая плотная, содержащая до 30 % гравия и мелкой гальки, к концу интервала становится желто-серой 1,4 м
16. Галечник средний и крупный, разной окатанности в желтоватом глинисто-песчаном заполнителе. Размер галек – от 3 до 6 см. Состав – эффузивы, гранитоиды, кварциты 2,6 м

По результатам механического анализа в глинах отмечается незначительная примесь песка (2,3–14 %) и алевроита (0,9–19,3 %). По результатам рентгеноструктурного анализа глины свиты состоят из каолинита, хлорита, иллита, смешаннослойных силикатов, в отдельных слоях со-

держат кальцит. Карбонатность их значительно ниже, чем в туерьской свите, и не превышает 5 %. По выходу минералов легкой и тяжелой фракций, их составу и содержаниям глины бекенской свиты практически не отличаются от глин туерьской свиты. В отличие от туерьской свиты, рассматриваемые отложения отличаются достаточно ровными и повышенными содержаниями по разрезу основных породообразующих окислов (%): SiO_2 – 53,2–59,5, TiO_2 – 1,04–1,29, Al_2O_3 – 14–15,3, Fe_2O_3 – 7,86–9,01, и пониженными CaO – 2,47–3,94. В отдельных слоях (1 и 8) отмечены содержания золота до 4 мг/т.

В слое 8 (инт. 323,3–323,8 м) обнаружено незначительное количество пыльцы: *Betulaceae* – 2 пыльцевых зерна, *Pinus* subgen. *Diploxylon* – 3, *P.* subgen. *Haploxylon* – 3, *Tsuga* – 3, а в слое 10 (инт. 325–327,8 м) – два пыльцевых зерна *Pinus* subgen. *Diploxylon* [121]. В эоплейстоцене тсуга в горах Алтая, Южной Сибири и Монголии окончательно исчезает из состава флоры и на протяжении неоплейстоцена больше не появляется [37, 87]. Поэтому вмещающие отложения, очевидно, не моложе эоплейстоцена.

В восточном направлении на уровне бекенской свиты, по геофизическим данным, выделяется слой с сопротивлениями 255–543 Ом·м, который может отвечать алевроитопесчаным и песчаным типам разреза, сформированным в иных (озерных) фациальных условиях [40].

По положению в разрезе и литологии рассматриваемые отложения мы сопоставляем с бекенской свитой, вскрытой скважинами в Курайской и Чуйской котловинах Юго-Восточного Алтая, где она в соответствии с серийной легендой [64] датировалась поздним плиоценом–эоплейстоценом [33]. В связи с недавним понижением нижней границы четвертичной системы до 2,58 млн лет, возраст бекенской свиты мы определяем как эоплейстоценовый.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено, первая и вторая ступени

Башкауская свита. Аллювиальные и пролювиальные отложения ($\alpha, \text{pl}_{1-2}\text{b}^{\text{с}}$) буроцветного облика на данной территории мы выделяем впервые. Ранее не выражающиеся в масштабе бурые щебнистые суглинки и щебнистые пески с линзами галечников отмечались в долине Коксы у сел Синий Яр и Власьевка, но сопоставлялись они с бекенской свитой Чуйской котловины [26]. Буроцветные маломощные выветрелые галечники с валунами и щебнем Б. М. Богачкин [7] отмечал в долине Коксы между устьями рек Красноярка и Тюгюрюк, относя их к буроцветной серии, и датируя поздним миоценом–плиоценом. Мы относим эти образования в долине Коксы к башкауской свите начала раннего неоплейстоцена. К этой же свите мы относим и отложения, которые ранее рассматривались, как нижне–среднеоплейстоценовые аллювиальные образования четвертой–шестой надпойменных террас, мощностью до 10 м, залегающие на палеозойском цоколе в левобережной части долины Катунь между селами Усть-Кокса и Березовка [26].

У с. Березовка в карьере, глубиной до 10 м, вскрыта нижняя часть этой толщи. Она представлена желто-бурыми средне и хорошо окатанными мелкогалечными галечниками с разнозернистым песком в заполнителе. В них наблюдается неясно выраженная грубая субгоризонтальная слоистость. С поверхности все обломки желто-бурые, многие покрыты коричнево-бурым пустынным загаром, а 10–15 % из них сильно трещиноватые и выветрелые. Изредка встречаются короткие (до 2 м) и тонкие (5–20 см) линзы желто-бурых супесей.

По своей литологии они полностью идентичны аллювиальной фации башкаусской свиты Юго-Восточного Алтая [7, 37, 87, 101, 157]. Согласно серийной легенде [64] в древнеледниковом среднегорье и высокогорье Алтая аллювиальные отложения надпойменных террас отсутствуют, а во внеледниковом среднегорье выделяется верхнеоплейстоценовый аллювий лишь первой–четвертой надпойменных террас.

В центре Уймонской котловины грубообломочные аллювиальные и пролювиальные отложения башкаусской свиты мощностью 90 м впервые вскрыты скв. 23 в интервале 207–297 м, где с резким эрозионным контактом залегают на образованиях бекенской свиты, а их кровля находится на абсолютной высоте 763 м. Здесь их разрез представлен (сверху вниз):

1. Гравий плохо окатанный в желтовато-сером глинисто-песчаном заполнителе с отдельными плохо и средне окатанными гальками размером от 1 до 5 см изверженных и метаморфических пород. Песок разнозернистый.....3,8 м
2. Валунник с крупной (5–9 см) галькой. Окатанность валунов и галек от плохой до хорошей, преимущественно средняя. Петрографический состав – риолиты, риодациты, розовые гранит-порфиры, порфировидные граниты, кварциты.....10,3 м
3. Песок крупнозернистый серый полимиктовый мелкогравийный, с незначительной примесью серого

алеврита и единичными включениями галек размером от 2 до 8 см. Гравий плохо окатанный, дресвянистого облика, размером от 3 до 5 мм.....	2,6 м
4. Валунные риолитов, риодацитов, гранитов плохо и среднеокатанные, превышающие диаметр зерна с крупной (5–9 см) галькой.....	7,3 м
5. Галечник (от 2 до 9 см) в гравийно-песчаном заполнителе с примесью светло-серой глины. Окатанность галек и гравия от плохой до хорошей. Обломки преимущественно удлиненные и уплощенные. Преобладают эффузивы, реже – розовые и серые гранит-порфиры, встречаются кварц и метаморфические сланцы.....	3,6 м
6. Валунник с крупной галькой в желтоватом глинисто-песчаном заполнителе. Песок крупнозернистый полимиктовый. Галька размером от 4 до 9 см, валуны превышают диаметр зерна и до 15 см по оси зерна. Окатанность обломков от плохой до хорошей. Состав – эффузивы, кварциты, встречаются габбро-диориты, гранитоиды и метасланцы.....	22,8 м
7. Галечник (от 1 до 5 см) гравийный в желтоватом глинисто-песчаном заполнителе. Песок крупнозернистый полимиктовый плохо окатанный, гравий также окатан плохо. Окатанность галек от плохой до хорошей. Состав – эффузивы и метасланцы.....	3,1 м
8. Валунный галечник разной степени окатанности размером от 3 см до превышающих диаметр зерна. В заполнителе глинисто-гравийно-песчаный материал. Состав – эффузивы, гранитоиды, метасланцы.....	4,1 м
9. Песок желтоватый крупнозернистый полимиктовый глинистый с включениями гравия разной окатанности.....	2,4 м
10. Галечник (от 1 до 5 см) с гравием и желтоватым глинистым разнозернистым песком в заполнителе. Гравий и галька средние и хорошо окатанные, удлиненные и уплощенные. Преобладают обломки эффузивов, встречаются гранитоиды, метасланцы и кварциты.....	3,5 м
11. Песок разнозернистый полимиктовый, плотно сцементированный желтоватой глиной, с примесью (до 40 %) гравия и гальки размером до 3–4 см плохо и среднеокатанных, представленных эффузивами.....	8,6 м
12. Валунный галечник разной окатанности размером от 3 см до превышающих диаметр зерна, в желтоватом гравийно-песчаном глинистом заполнителе. Окатанность обломков плохая и средняя. Состав – эффузивы и гранитоиды.....	8,3 м
13. Галечник (от 1 до 7 см) гравийный плохо и средне окатанный с желтоватым плотным разнозернистым глинистым песком в заполнителе. Встречаются мелкие сильно выветрелые гальки красновато-бурого цвета, легко растирающиеся в песчано-глинистую массу.....	4,1 м
14. Валунный галечник в желтоватом гравийно-песчаном глинистом заполнителе. Размеры галек – от 1 до 7 см, валуны превышают диаметр зерна, окатанность от плохой до хорошей. Состав – преимущественно эффузивы.....	5,5 м

Вскрытые отложения характеризуются высоким выходом минералов легкой фракции (65–95 %), которые представлены кварцем (50–60 %), обломками пород (30–47 %) и кальцитом (3–10 %). Тяжелая фракция также резко отличается от туерьской и бекенской свиты. Она состоит преимущественно из апатита (70–97 %), корунда (3–30 %) и аутигенного лимонита (3–15 %); в единичных зернах присутствуют циркон, рутил, лейкоксен, ильменит, гранат, малахит, галенит, шеелит, гематит, пироморфит, эпидот, анатаз. В отдельных слоях в глинисто-песчаном заполнителе отмечаются содержания золота до 4 мг/т. Определимые органические остатки в них не обнаружены.

По положению в разрезе и литологии рассматриваемые отложения хорошо сопоставляются с башкаусской свитой в стратотипическом разрезе Кубадру, а также вскрытой в обнажениях и скважинах в Курайской и Чуйской котловинах Юго-Восточного Алтая [33, 37, 87, 101, 157]. В соответствии с Постановлением Межведомственного... [84] в настоящее время возраст башкаусской свиты определяется первой и второй ступенями нижнего звена неоплейстоцена, что отвечает нижне- и верхнебашкаусскому горизонтам Алтае-Саянской области.

Нижнее звено, третья ступень–среднее звено, пятая ступень

Ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные отложения (g,f,a₁₃–II₅) на дневную поверхность не выходят, отражены на разрезе и схемах и выделены нами несколько условно по скважинам в Абайской и Уймонской котловинах. Отложения грубообломочные и в связи с низким выходом зерна достоверно расчленить их на отдельные генетические типы не представляется возможным.

В Абайской котловине в с. Амур скв. 17 глубиной более 101 м из четвертичных отложений не вышла [7]. По нашему мнению, рассматриваемые отложения мощностью более 80,8 м, вскрыты на глубине 20,4 м. Они состоят из чередующихся пачек серых средне и хорошо окатанных галечников с примесью гравия и включениями валунов в песчаном и супесчаном заполнителе мощностью от 1 до 14 м и серых среднеокатанных гравийников мощностью от 14 до 51 м с примесью плохо окатанной гальки, единичными включениями мелких валунов, с песком в заполнителе и прослоями (до 15 см) серого среднезернистого песка [7].

По мнению Б. М. Богачкина [7], большая часть вскрытых отложений относится к среднему неоплейстоцену и представлена озерно-аллювиальными, озерно-пролювиальными, аллювиальными, аллювиально-пролювиальными образованиями. По мнению В. В. Бутвиловского и

Н. Прехтеля [19], рыхлые отложения накапливались здесь на протяжении всего квартера, а основной объем принадлежит мелководным и прибрежным аллювиально-пролювиальным и делювиальным осадкам быстро отлагавшимся вблизи неоднократно возникавшей и мигрировавшей по латерали береговой линии водоема. В целом отложения, вскрытые скв. 17, относятся к образованиям флювиального ряда, но конкретные генетические типы и их возраст определить практически невозможно [99].

В Уймонской котловине в 3 км юго-восточнее с. Теректа и в с. Полеводка скв. 27 и 30 рассматриваемые отложения частично вскрыты до глубины 83 и 110 м. Они состоят из переслаивания галечников с валунами в песчаном заполнителе, песков с гравием и супесей с галькой и гравием. Мощность пачек от 4–11 до 50 м [81].

В центре этой котловины скв. 23 впервые вскрыт разрез этих отложений мощностью 184 м, который мы выделяем в интервале 23–207 м. Они согласно залегают на образованиях башкауской свиты, а их кровля находится на абсолютной высоте 947 м. Здесь они представлены (сверху вниз):

1. Валунный крупный галечник с серым крупнозернистым песком в заполнителе. Валунны превышают диаметр зерна. Обломки средние и хорошо окатанные, свежие, крепкие, не выветрелые, представлены риолитами, дацитами, кварцем, гранит-порфирами, диоритами 8,7 м
2. Гравий мелкий очень плохо окатанный дресвянистый с примесью гальки (от 1 до 5 см) разной окатанности и единичными включениями средние и хорошо окатанных валунов размером до 12 см по оси зерна. В заполнителе светло-серый песчано-алевритовый материал. Обломки представлены риолитами и риодацитами, встречаются гальки розовых гранитов и гранит-порфиров 14,3 м
3. Валунный крупный галечник. Обломки средние и хорошо окатанные, свежие, крепкие, не выветрелые, до 80 % представлены риолитами и риодацитами, а также розовыми гранит-порфирами и серицит-кварц-хлоритовыми сланцами 4,2 м
4. Гравий мелкий, почти не окатанный, дресвянистый с примесью различно окатанной гальки размером от 1 до 4 см в сером алевритово-песчаном заполнителе. Обломки представлены риолитами и метаморфическими сланцами 1,4 м
5. Валунник крупногалечный. Обломки средние и хорошо окатаны, крепкие, не выветрелые, представлены до 70 % серыми риолитами, а также розовыми гранит-порфирами и гематитизированными буровато-красноватыми кварцитами 1,4 м
6. Гравий мелкий почти не окатанный дресвянистый с примесью гальки разной окатанности размером от 1 до 5 см и включениями мелких средние и хорошо окатанных валунов размером до 12 см по оси зерна. В заполнителе – светло-серый песчано-алевритовый материал. Обломки представлены андезитами, дацитами, метаморфическими сланцами, редко – алевритами 5,5 м
7. Песок грубозернистый серый полимиктовый мелкогравийный с включениями средние и хорошо окатанных галек размером от 1 до 7 см. Гравий плохо окатанный. Обломки представлены андезитами, дацитами, метаморфическими сланцами, кварцем, редко – алевритами и туфами 6,5 м
8. Валунник крупногалечный средние и хорошо окатанный в гравийно-песчаном заполнителе. Размеры валунов превышают диаметр зерна и до 14 см по его оси. Песок полимиктовый крупно-грубозернистый. Песок и гравий плохо окатанные дресвянистые. Все обломки свежие, не выветрелые, представлены риолитами, дацитами, метаморфическими сланцами, кварцитами, габбродолеритами, розовыми гранит-порфирами 15,3 м
9. Песок крупнозернистый серый полимиктовый с единичными включениями средних (до 5 см) галек кварцитов, гранит-порфиров, долеритов 1,5 м
10. Валунник крупногалечный средние и хорошо окатанный в гравийно-песчаном заполнителе. Валунны превышают диаметр зерна. Песок полимиктовый крупно-грубозернистый. Песок и гравий плохо окатанные дресвянистые. Обломки представлены метаморфическими сланцами, кварцевыми и полевошпатовыми риолитами, дацитами, гранодиоритами, долеритами, диорит-порфирами, туфами; единично встречаются мраморизованные известняки 2,9 м
11. Галечник крупный (5–10 см) средние и хорошо окатанный в гравийно-песчаном заполнителе. Песок серый крупнозернистый. Окатанность песка и гравия от плохой до идеальной. В нижней части толщи появляются отдельные валунны, превышающие диаметр зерна. Петрографический состав обломков очень пестрый – полосчатые риолиты (80 %), дациты, метаморфические сланцы, гранодиориты, долериты, габбродолериты, габбродиориты, кварц, диорит-порфиры, туфы и лавобрекчии, мраморизованный известняк, среднезернистый гранит 27,2 м
12. Валунник крупногалечный в песчано-мелкогалечно-гравийном заполнителе. Валунны превышают диаметр зерна, размер галек – от 1 до 9 см. Окатанность обломков средняя. Петрографический состав – эффузивы, габбродолериты, габбродиориты, кварциты, среднезернистые граниты, метаморфические сланцы, кварц 23,0 м
13. Галечник (от 1 до 4 см) гравийный в песчано-глинистом заполнителе серого цвета. Окатанность обломков средняя и хорошая. Петрографический состав тот же, что и в предыдущем интервале 3,9 м
14. Валунник крупногалечный. Обломки среднеокатанные размером от 5 см до превышающих диаметр зерна. Состав – эффузивы, гранит-порфиры, кварциты, метаморфические сланцы 1,3 м
15. Галечник (от 1 до 9 см) с включениями отдельных валунов, средние и хорошо окатанные, в сером песчано-глинистом заполнителе. Размеры валунов превышают диаметр зерна. Обломки не выветрелые, представлены теми же породами, что и в слое 12 47,5 м
16. Валунник с крупной галькой (от 1 до 9 см) и плохо окатанным дресвянистым гравием с желтовато-серым глинистым разнозернистым песком в заполнителе. Валунны превышают диаметр зерна. Окатанность

галеk и валунов средняя. Петрографический состав – риолиты, риодациты, розовые гранит-порфиры, серые порфировидные граниты, кварциты.....19,4 м

Мощность отложений до 30 м.

Петрографический состав обломочного материала свидетельствует о его выносе с Теректинского хребта по долинам рек Кастахта, Курунда и Бол. Теректа, возможно, часть его поступала и из долины Коксы. По минералогическому составу тяжелой и легкой фракций эти отложения практически не отличаются от образований башкаусской свиты, лишь содержания аутигенного лимонита по разрезу не превышают 3 %. В нижней части слоя 15 в песчано-глинистом заполнителе содержание золота составляет 4 мг/т. Определимые органические остатки в них не обнаружены.

Рассматриваемые отложения согласно залегают на башкаусской свите, от которой отличаются сероцветным обликом и значительно более грубообломочным не затронутым выветриванием составом, и перекрываются озерными образованиями конца среднего–начала позднего неоплейстоцена. Поэтому по положению в разрезе возраст их условно определяется третьей ступенью нижнего звена–пятой ступенью среднего звена неоплейстоцена.

Среднее звено, шестая ступень

Ледниковые отложения (gl_{II_6} ; gQ_{II_6-H}) предполагаемой мощностью до 30 м выделены на Теректинском хребте в бассейне Каирлыка, в долине нижнего течения Маргалы, откуда ледник продвигался вверх по долине Тюгюрюка, а также в долине Катунь у устья долины р. Мульты.

В устьевой части долины Маргалы и в долине Тюгюрюка на коренных алевропесчаниках залегают массивные неслоистые желтовато-серые супеси видимой мощностью не менее 5 м, насыщенные дресвой и щебнем, плохо окатанными гальками местных алевролитов и песчаников, не затронутых выветриванием средне и хорошо окатанных крупных галеk и мелких (до 0,1–0,3 м) валунов зеленоватых риолитов, кварца и черных роговиков, плохо окатанными валунами темно-серых известняков размером от 0,2 до 1,0 м. Здесь же обнаружен и плохо окатанный валун долерита диаметром 0,4 м. В коренном залегании тела долеритов известны в осевой части Теректинского хребта, разделяющей бассейны Маргалы, Каракола и Каирлыка. Очевидно, это основная морена, а окатанность и состав валунов указывают на то, что ледник спускался по долине Маргалы.

У восточной рамки листа на правом берегу Катунь у с. Мульты отложения, осложненные с поверхности системой параллельных гряд высотой до 5–6 м, рассматривают как ребристую фацию основной морены среднееоплейстоценового возраста [12, 77]. С поверхности у моста через Катунь они сложены хорошо и среднеокатанным уплотненным галечником с мелкими валунами и с небольшим содержанием заполнителя из пылеватого песка с гравием. Ближе к с. Мульты вскрыт неслоистый слабо- и среднеокатанный галечник в буроватой супеси, содержащий совершенно необработанные обломки сланцев размером до 1 м. В береговом обрыве Катунь в основании «ребристой морены» лежит неслоистый плотный валунный галечник в буроватом суглинке [77].

По мнению В. В. Бутвиловского [17, 19], эти отложения сформированы катастрофическим прорывом и сбросом вод Уймонского ледниково-подпрудного озера в конце позднего неоплейстоцена во время деградации последнего (аккемского) оледенения, а гряды являются гигантской рябью течения. Эту же точку зрения на генезис этих гряд и отложений разделяют И. Д. Зольников и др. [50].

По мнению А. Н. Рудого [98], это флювиогляциальные образования маргинальных озёр, сформировавшиеся в самом конце позднего неоплейстоцена на заключительных этапах деградации аккемского оледенения, разрез которых представлен (сверху вниз):

1. Гравий и галька с редкими мелкими валунами. Обломочный материал средне и хорошо окатанный свежий, но встречаются значительно выветрелые валуны гранитоидов. Горизонт хорошо промыт, в заполнителе небольшое количество грубозернистого и гравелистого песка. Встречаются прослой (10–15 см) тонкогоризонтально-слоистых песков, а в основании линзы коричневого пылеватого суглинка. Общая слоистость горизонта повторяет профиль топографической поверхности.....4,0 м
2. Суглинок темно-коричневый.....0,3 м
3. Валунник с гравийно-галечниковым и песчаным заполнителем. Валуны диаметром до 0,4 м хорошо и идеально окатаны. Сортировка отсутствует.....3,0 м

По нашим данным, разрез этих отложений видимой мощностью 15 м на правом берегу Катунь между селами Акчан и Мульты имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Верхняя часть разреза, слагающая собственно гряды, сложена хорошо окатанным галечником с мелкими валунами и грубозернистым неокатанным дресвянистым песком в заполнителе. Глинисто-алевритовая фракция отсутствует. На глубине 1 м от кровли – прослой (20 см) серого чистого промытого дресвяника 5,0 м
2. Галечные гравийники серые хорошо промытые рыхлые и сыпучие с частыми включениями мелких валунов и крупнозернистым песком в заполнителе. Видна слабовыраженная горизонтальная слоистость. Глинисто-алевритовая фракция отсутствует 5,0 м
3. Валунные крупные галечники идеально окатанные с гравием в заполнителе, чистые хорошо промытые рыхлые и сыпучие с пустотами между обломками, ориентированы по долине Катунь. Размеры валунов до 0,4 м. Очень много сильно выветрелых валунов порфировидных гранитов, рассыпающихся в дресву от малейшего удара. Видна слабовыраженная грубая горизонтальная слоистость. Глинисто-алевритовая фракция отсутствует. Видимая мощность над урезом реки 5,0 м

У правого коренного борта долины Катунь карьером глубиной до 2 м вскрыта верхняя часть разреза отложений, слагающих одну из гряд – параллельное переслаивание мелковалунных галечников с гравием и грубозернистым песком в заполнителе и гравийников. Мощность прослоев 5–25 см. Слои полого наклонены на запад-юго-запад в сторону долины р. Мульта. Валунный размер до 20 см, крупная и средняя гальки хорошо и идеально окатаны, мелкая галька (до 2 см) окатана очень плохо, а гравий совершенно не окатанный дресвянистый. Укладка обломков в слоях типично водная, в заполнителе полностью отсутствуют глина и алеврит.

На карте четвертичных образований России масштаба 1 : 5 000 000 [57] здесь показаны ледниковые отложения среднего неоплейстоцена. На площади смежного листа М-45-ХV, изданного в 2001 г. [31], эти отложения в долине Катунь показаны как среднелепистоценовые ледниковые образования чуйского оледенения. По аналогии, мы датировем их шестой ступенью среднего звена неоплейстоцена, отвечающей чуйскому ледниковому горизонту Алтае-Саянской области [84].

Флювиогляциальные отложения (fll_6 ; $fQ_{II6-III4}$) на рассматриваемой территории выделены и картированы по аналогии с картой четвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000 [25] и смежным листом М-45-VIII [198] отдельным фрагментом у северной рамки в долине р. Каракол.

Рассматриваемые отложения предполагаемой мощностью до 10 м представлены валунными галечниками с неясно выраженной субгоризонтальной грубой (0,3–0,5 м) слоистостью, с гравием и желтовато-серым разнозернистым песком в заполнителе, с редкими маломощными (до 5 см) линзами серых средне-крупнозернистых песков. До глубины 4 м в них доминируют мелкие средне- и хорошо окатанные валуны. Ниже много плохо окатанных средних и крупных (до 0,7 м) валунов утюгообразной формы. Очень много дресвы и щебня. По всей толще часто встречаются хорошо окатанные гальки и мелкие валуны долеритов. В верхней части разреза отмечаются псевдоморфозы по ледяным клиньям, заполненные желтоватым песчано-алевритово-глинистым материалом перекрывающего делювия, насыщенного вертикально залегающими гравием и гальками.

В Уймонской котловине флювиогляциальными образованиями, не выражающимися в масштабе, являются многочисленные камовые холмы высотой от 2 до 5 м над озерной поверхностью днища округлой (диаметром до 30 м) и эллипсовидной (80×60 м) формы, расположенные как по одиночке, так и группами, а также многочисленные озы высотой от 1 до 5 м, шириной – от 10 до 30 м и длиной – от 0,3 до 5 км, извилистые, серповидные и дендритовидные.

Озы в разных местах вскрыты мелкими карьерами и имеют достаточно сложное внутреннее строение. Выделяются пачки чистых очень хорошо промытых рыхлых гравийников и гравийных галечников, грубозернистых гравийных и тонкозернистых песков, и глинистых алевритов. Эти пачки мощностью от 0,5 до 4 м имеют сложные взаимоотношения: то согласно облекающие залегают друг на друге, то резко срезают друг друга, то образуют эрозионные карманы. Слоистость в осевой части озоев горизонтальная, к склонам – косая, подчеркивающая валовую форму. В толще одного из озоев (Вал Обручева) обнаружена молодая сейсмогенная деформация, датированная в 850±40 лет (ГИН-9451) [93].

Флювиогляциальные отложения этого стратиграфического уровня, по аналогии с изданным листом М-45-ХV [31], где среднелепистоценовые образования ледникового комплекса отнесены к чуйскому оледенению, мы датировем шестой ступенью среднего звена неоплейстоцена, что отвечает чуйскому ледниковому горизонту [10, 84, 92], и не противоречит легенде Горно-Алтайской серии [64].

Среднее звено, шестая ступень–верхнее звено, первая ступень

Озерные отложения (III_6-III_1 ; $IQ_{III_6-III_1}$), выстилающие днище Уймонской котловины, отмечают все исследователи, датируя их средним [26] или поздним неоплейстоценом [17, 19], а по мнению Л. В. Байлагасова и др. [5] эти отложения являются голоценовыми, с чем мы не можем согласиться. Однако описания этих отложений до сих пор нет, лишь отмечается, что они представлены галечниками, суглинками, иногда косослоистыми песками и гравием видимой мощностью до 5 м [26]. Выделялись озерные отложения неустановленной мощности и в котловинообразной долине верхнего течения р. Тюгюрюк, где накапливались на протяжении всего квартала [26].

В долине Тюгюрюка в 3,5 км выше устья Маргалы в растущем овраге глубиной 2,5 м впервые обнаружены озерные отложения, представленные светло-серыми с желтоватым оттенком очень плотными глинисто-песчанистыми алевритами со слабовыраженной тонкой (2–5 мм) горизонтальной слоистостью, содержащими редкие включения плоских плохо окатанных галек расщепленных алевролитов округлой формы диаметром до 2–3 см. Они характеризуются следующим химическим составом (%): SiO_2 – 63,3, TiO_2 – 1,02, Al_2O_3 – 16,10, Fe_2O_3 – 5,40, FeO – 1,33, MnO – 0,12, MgO – 2,43, CaO – 1,10, Na_2O – 1,48, K_2O – 2,83, P_2O_5 – 0,15, п.п.п. – 4,71. Для них характерно низкое значение отношения $CaO/MgO=0,45$, что может указывать на осадконакопление в условиях холодного климата [66], и низкая степень химической зрелости ($Al_2O_3/Na_2O=10,9$). Повышенное значение K_2O , очевидно, говорит о большом количестве гидрослюд, на что указывает и коэффициент Мидлтона – $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ – равный 0,27. При его значениях менее 0,5 калий связан с гидрослюдами [129], а преобладание гидрослюд – индикатор холодных условий осадконакопления.

По результатам атомно-абсорбционных анализов, алевриты Тюгюрюкского озера, залегающие под торфяником, слабо золотоносны (0,005–0,008 г/т) и характеризуются надкларковыми содержаниями Hg ($(8-37) \cdot 10^{-7}$ %). Повышенные содержания Mn (0,06–0,08 %) и слабое накопление, таких элементов как Cu (0,003–0,004 %), Pb (0,002 %), Zn (0,004–0,01 %), Cr (0,006–0,008 %), Ni (0,004 %), Co (0,002 %), V (0,01 %) активных водных мигрантов, указывают, как минимум, на затрудненный сток из котловины во время их накопления, а низкие значения отношения V/Zn, указывающие на пресноводный характер водоема, изменяются от 0,25 до 1 [100].

В Уймонской котловине озерными отложениями мы считаем супеси, суглинки с дресвой и гравийники с супесчаным заполнителем общей мощностью 22,7 м, вскрытые скв. 27 в 3 км юго-восточнее с. Теректа [81].

Отложения, вскрытые скв. 23 в интервале 0,0–23,0 м, мы рассматриваем как озерные образования [104], разрез которых представлен (сверху вниз):

1. Переслаивание серых мелкозернистых глинистых песков с включениями мелкого (3–5 мм) гравия и палево-серых плотных алевритов. Мощность прослоев 10–20 см 1,0 м
2. Пески полимиктовые средне-мелкозернистые алевритистые серые, насыщенные плохо и среднеокатанными гравием и мелкой галькой эффузивов, метаморфических сланцев и кварца. Отмечаются прослои (10–12 см) палево-серых плотных алевритов с включениями мелкого гравия 1,7 м
3. Галечник (от 1 до 8 см) гравийный плохо окатанный в песчано-алевритовом заполнителе серого цвета. Обломки представлены кварц-хлоритовыми метаморфическими сланцами и гранит-порфирами 2,7 м
4. Алеврит светло-серый со слабым зеленоватым оттенком плотный тонкослоистый (слойки до 2 мм) с включениями гравия и галек.....0,7 м
5. Галечник (от 1 до 8 см) гравийный плохо окатанный в песчано-алевритовом заполнителе серого цвета. Обломки представлены риолитами, метаморфическими сланцами, гранит-порфирами, кварцитами, андезитами 3,7 м
6. Алеврит светло-серый со слабым зеленоватым оттенком плотный с тонкими (2–3 мм) слоями темно-серой глины 1,2 м
7. Галечник (от 1 до 8 см) гравийный плохо окатанный в песчано-алевритовом заполнителе серого цвета. Обломки представлены эффузивами, хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, встречаются кварциты, долериты, среднезернистые лейкократовые граниты 4,5 м
8. Валунный крупный галечник (от 5 до 10 см) плохо и средне окатанный в светло-сером песчано-алевритовом заполнителе. Валуны превышают диаметр зерна. Обломки представлены риолитами, лейкократовыми гранит-порфирами, габбро.....2,2 м
9. Алеврит светло-серый плотный тонкослоистый с единичными включениями гравия. Толщина слоев – 1–3 мм. Встречаются такие же слои темно-серых глин 1,1 м
10. Галечник мелкий гравийный в песчано-алевритовом заполнителе. Обломки представлены риолитами, гранитами, гранит-порфирами, хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, кварцем; окатанность плохая, реже – средняя. В инт. 20,4–20,7 м прослой желтовато-серого плотного алеврита с единичными включениями гравия 4,2 м

Алевриты, вскрытые скв. 23 и карьерами у с. Верхний Уймон и с. Тихонья, по химическому составу почти идентичны озерным образованиям долины р. Тюгюрюк, существенно отличаюсь лишь повышенными содержаниями CaO (6,27–8,62 %).

Озерные отложения в Уймонской котловине и долине Тюгюрюка имеют высокую халько-сидерофильную специализацию за счет накопления V, Co, Mn, Ti, Au, Bi, Hg; дефицитные элементы преимущественно литофильные: Be, Li, Y, Sn, W, Yb, Zr, Nb, Ag. Кластерным анализом выделены две геохимические ассоциации с тесными корреляционными связями ($r = 0,69–0,80$): [(Ba–Li)–Ti]–P и (Pb–Zn)–Ag. Первая сочетает элементы различной петрогенетической специализации, отражая сложный состав обломочного материала (средние, основные, карбонатные породы). Вторая, вероятно, характеризует привнос обломочного материала из Ильинско-Урсульской золото-полиметаллической рудоносной зоны [103].

Факторным анализом установлены шесть главных компонент. Первая (20 % от суммарной дисперсии) представлена ассоциацией – Li, Ti, P, Ba; вторая (18 %) – Sn, V. Обе компоненты объединяют элементы с различной петрогенетической специализацией, характеризующие область сноса. Третья компонента (15 %), представленная ассоциацией Pb, Zn, Ag, обусловлена полиметаллической специализацией Ильинско-Урсульской рудоносной зоны, являющейся источником обломочного материала. Четвертая (12 %) – Yb, пятая (12 %) – W и шестая (13 %) – Sr компоненты указывают на привнос минералов-носителей вышеуказанных элементов на разных стадиях осадконакопления [103].

Таким образом, кластерный и факторный анализы свидетельствуют, что значительный объем материала, формировавшего озерные отложения в Тюгюрюкском и Уймонском озерах, поступал из долин Маргалы, Кастахты и Большой Теректы, так как на данной территории только бассейны верхнего течения этих рек находятся в пределах Ильинско-Урсульской рудоносной зоны.

По периферии Уймонской котловины из озерных песков выделены раковины гидрофильных наземных моллюсков: *Pupilla muscorum* L. и *Vallonia tenuilabris* Br., семена и плоды различных трав, изредка деревьев и реже – переотложенных неогеновых форм. Все это, по заключению Е. А. Пономаревой и И. И. Тетериной, восстанавливает ассоциацию разнотравных лугов с присутствием водно-болотных форм, формировавшихся в условиях умеренно холодного и влажного климата [5].

Рассматриваемые озерные отложения примыкают и налегают на морену среднелепестового (чуйского) оледенения. В Уймонской котловине в них вложены верхнелепестовые аллювиальные отложения надпойменных террас и чибитско-голоценовые образования наземных дельт. За рамкой листа в 5,9 км юго-восточнее с. Нижний Уймон из этих отложений впервые получена OSL-дата в 101 ± 9 тыс. лет (RISO-132536) [50]. На основании вышеизложенного, возраст озерных образований мы определяем шестой ступенью среднего звена – первой ступенью верхнего звена неоплейстоцена.

Верхнее звено, вторая ступень

Ледниковые отложения (gl_{II_2} ; gQ_{II_6-H}) первого позднеоплейстоценового оледенения на площади листа выделены на Теректинском хребте в долинах Малый и Большой Ильгумень, Каракол, Арыгем, Каирлык, Маргала, Черная и Большая Теректа, а на Катунском хребте – в долине р. Мульта. Эти отложения, сплошным чехлом выстилающие днища долин и нижние части их склонов, не имеют четко выраженных в рельефе валов береговых и конечных морен, и обрываются достаточно крутыми фронтальными уступами высотой до 60 м. Представительные обнажения этих отложений отсутствуют. В неглубоких (до 2 м) промоинах и береговых осыпавшихся обнажениях, высотой до 10 м, вскрываются валунно-галечно-щебнисто-глыбовые неслоистые массивные образования с желтоватым глинисто-алевритовым заполнителем. В толще размеры глыб и валунов разной степени окатанности от 0,1 до 1 м, а на поверхности встречаются отдельные глыбы до 4 м в поперечнике.

По положению в разрезе (залегают на ледниковых образованиях среднелепестового чуйского оледенения, а на них наложены морены второго позднеоплейстоценового аккемского оледенения) возраст рассматриваемых ледниковых отложений определяется второй ступенью верхнего звена неоплейстоцена, что отвечает чибитскому ледниковому горизонту Алтае-Саянской области [10, 84, 92].

Флювиогляциальные отложения (fl_{II_2} ; $fQ_{II_6-III_4}$) этого стратиграфического уровня на площади листа выделены и закартированы отдельными фрагментами в северо-восточном углу в долинах Каракола, Арыгема и Каирлыка, где они примыкают к внешнему фронту морен первого позднеоплейстоценового (чибитского) оледенения.

Рассматриваемые отложения, предполагаемой мощностью до 20 м, представлены валунными галечниками с неясно выраженной субгоризонтальной грубой (0,3–0,5 м) слоистостью, с гравием и желтовато-серым разнотернистым песком в заполнителе с редкими маломощными (до 5 см) линзами серых средне-крупнотернистых песков. До глубины 4 м в них доминируют мелкие средне- и хорошо окатанные валуны. Ниже много плохо окатанных средних и крупных (до 0,7 м) валунов утюгообразной формы. Очень много дресвы и щебня. По всей толще часто встречаются хорошо окатанные гальки и мелкие валуны долеритов. В верхней части разреза отмечаются псевдоморфозы по ледяным клиньям, заполненные желтоватым песчано-алевритово-глинистым материалом перекрывающего делювия, насыщенного вертикально залегающими гравием и гальками.

По геоморфологической ситуации и положению в разрезе эти флювиогляциальные отложения мы относим к второй ступени верхнего звена неоплейстоцена, отвечающей первому позднеоплейстоценовому (чибитскому) оледенению Алтае-Саянской области [10, 84, 92].

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_2$; $\alpha^{p+3}\text{Q}_{\text{III}_2-\text{H}}$) предполагаемой мощностью до 30 м в масштабе карты выделены и закартированы двумя фрагментами в низовьях долины Коксы и долине Катуня у с. Усть-Кокса. Полная мощность этих отложений до сих пор нигде не вскрыта. Ранее отмечалось, что в долине Катуня аллювий этой террасы видимой мощностью до 3 м представлен галечниковыми песками с валунами и гравием [26].

В настоящее время на левом берегу Катуня ниже с. Березовка, аллювиальные отложения этой террасы частично вскрыты в береговом обнажении и небольшом карьере. В нижней части разреза, видимой мощностью до 6 м, залегают русловые хорошо окатанные мелкогалечные крупные галечники с желтоватым разнотернистым песком в заполнителе, с протяженными линзами мощностью от 5 до 50 см желто-бурых плотных суглинков. Выше с резким контактом залегает пачка пойменного аллювия мощностью 4 м, представленная светло-серыми с желтоватым оттенком плотными тонкопесчанистыми алевритами с редкими прослойками (до 3–5 см) серых чистых мелкозернистых песков и мелкими тонкими галечно-гравийными линзочками. По всей толще отмечаются включения дресвы, мелкого щебня, гравия и галек. Для нее характерны повышенные содержания SiO_2 (63,5 %) и CaO (6,02 %). В верхней прикровельной ее части обнаружены четыре зуба и правая ветвь нижней челюсти косули *Capreolus pygargus* Pallas, возраст которых определяется не детальнее чем поздний неоплейстоцен–голоцен (закключение А. В. Шпанского, 2014).

В соответствии с серийной легендой [64] возраст аллювиальных отложений третьей надпойменной террасы определяется второй ступенью верхнего звена неоплейстоцена, что соответствует чибитскому ледниковому горизонту Алтае-Саянской области [10, 84, 92].

Верхнее звено, третья ступень

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{III}_3$; $\alpha^{p+3}\text{Q}_{\text{III}_2-\text{H}}$) мощностью до 20 м отдельными фрагментами выделяются в долине нижнего течения р. Кокса и долине Катуня. В долине Коксы у с. Тюгюрюк в карьере глубиной 10 м отложения террасы представлены аллювиальными субгоризонтальнослоистыми серыми валунными галечниками с гравием и разнотернистым песком в заполнителе, довольно рыхлыми и сыпучими. Окатанность плохая и средняя, обломки свежие не выветрелые. Встречаются протяженные линзовидные прослои (5–7 см) суглинков, насыщенных гравием.

На правом берегу Катуня выше устья Мульты разрез второй надпойменной террасы видимой мощностью более 14 м вскрыт карьером и оврагами (сверху вниз):

1. Горизонтальное переслаивание желтовато-серых алевритистых песков мощностью 10–15 см с включениями мелкого плохо окатанного гравия, серых алевритов мощностью до 3 см и серых разнотернистых песков мощностью 5–10 см, насыщенных мелким гравием.....0,7 м
2. Горизонтальное переслаивание серых разнотернистых мелкогалечных песков с включениями галек и желтоватых алевритистых песков. Мощность слоев 2–5 см. В верхней части слойки деформированы, наблюдаются смещения с амплитудой в 2–3 см 0,5 м
3. Алевриты желтовато-серые и желтоватые очень плотные облёссованные пористые со столбчатой отдельностью. Местами в них наблюдается слабовыраженная тонкая (2–3 мм) горизонтальная параллельная слоистость. Встречаются тонкие (3–5 см) прослойки светло-серых чистых мелкозернистых песков и линзовидные прослойки (до 3 см) разнотернистых песков с примесью мелкого почти неокатанного гравия 3,0 м
4. Мелкогалечные галечники серые хорошо окатанные и промытые, рыхлые и сыпучие, с гравием и разнотернистым песком в заполнителе. Валунный размер 10–20 см пестрого состава. Хорошо заметна грубая горизонтальная слоистость. Наблюдаются частые линзы протяженностью до 4 м и мощностью 10–40 см среднетернистых и грубозернистых косослоистых песков с гравием. Видимая мощность 10,0 м

Наиболее хорошо разрез аллювиальных отложений террасы видимой мощностью около 10 м изучен в Уймонской котловине на левом берегу Катунь у устья р. Башталинка [38, 39]. По данным этих авторов, здесь под мощной (1 м) черноземной почвой видимая часть разреза террасы состоит из четырех пачек и представлена (сверху вниз):

1. Алевриты палевые с маломощными прослоями и линзами гравийных галечников. Пойменная фация аллювия 1,1 м
2. Галечники гравийные серые косослоистые с прослоями серых песков. Нижняя граница неровная, срезающая отложения пачки 3. Русловая фация аллювия 2,1 м
3. Субгоризонтальное чередование слоев алевритов и алевропелитов светло-серого и палевого цвета со слоями и линзами серых средне-крупнозернистых, местами гравийных песков. В отложениях пачки наблюдаются сейсмогенные деформации, нарушающие первичные межслоевые отношения и седиментационные текстуры, стратиграфическую последовательность слоев. Деформации представлены текстурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с их взаимным проникновением, формированием отторженцев, структур брекчирования и будинажа, участков утолщения и сокращения мощности слоев. В ряде случаев сейсмодетформации подчеркнуты поведением внутрислоевых реперов в слоях алевритов и алевропелитов. Пойменная фация аллювия 3,7 м
4. Пески серые с косой слоистостью мощностью до 0,4 м, под которыми залегают серые косослоистые гравийные галечники с редкими и маломощными прослоями гравийных песков. Русловая фация аллювия видимой мощностью 1,4 м

В прослое алевритов в центре пачки 3 обнаружены мелкие тонкостенные раковины пресноводных моллюсков: *Planorbis planorbis* и *Bithynia* sp., среди которых доминирует второй вид, переносящие усыхание водоемов, но достаточно требовательные к теплу. По раковинам *Bithynia* sp. в лаборатории Аризонского университета (США) получена радиоуглеродная AMS-датировка более 45 700 лет (AA95968) [38, 39]. Отсюда же по алевритам OSL-методом определен возраст в 77 ± 5 тыс. лет [50].

В соответствии с легендой Горно-Алтайской серии [64] возраст аллювиальных отложений второй надпойменной террасы определяется третьей ступенью верхнего звена неоплейстоцена, отвечающей бельтирскому межледниковому горизонту Алтае-Саянской области [10, 84, 92].

Верхнее звено, третья–четвертая ступени

Гляциоаллювиальные отложения ($faIII_{3-4}$) в соответствии с серийной легендой [64], и по аналогии со смежным листом М-45-ХV, изданным в 2001 г. [31], выделяются нами только на правом берегу Катунь в приустьевой р. Мульта на выходе ее в Уймонскую котловину.

В небольших карьерах на их поверхности и в береговом обрыве видно, что сложены они в верхней части серыми горизонтально слоистыми почти неокатанными дресвянистыми гравийниками, насыщенными галькой с частыми включениями хорошо окатанных валунов. Мощность этой пачки до 4 м. Ниже до уреза Катунь залегают светло-серые хорошо окатанные галечные валунники со слабовыраженной грубой горизонтальной параллельной слоистостью. Размеры валунов от 0,1 до 0,5 м. В заполнителе гравий и грубозернистый песок с примесью белесого алеврита.

На их поверхности к западу от моста через Катунь наблюдаются незначительные понижения, выполненные маломощными болотными отложениями. Одно из них вскрыто в береговом обрыве Катунь, где радиоуглеродный возраст торфяника мощностью менее 0,5 м оказался современным (СОАН-9359).

Эти отложения 20-метровым эрозионным уступом обрываются в русло Катунь и вложены в ледниковые отложения последнего среднеледникового (чуйского) оледенения, а в них, в свою очередь вложен лишь пойменный аллювий Мульта. На этом основании, а также согласно серийной легенде [64], и по аналогии с листом М-45-ХV, возраст рассматриваемых отложений определяется третьей и четвертой ступенями верхнего звена неоплейстоцена, охватывая межледниково-ледниковое время бельтирского и аккемского горизонтов.

Верхнее звено, четвертая ступень

Ледниковые отложения ($glII_4$; gQ_{IIb-n}) второго позднеплейстоценового (аккемского) оледенения широко развиты во всех ледниковых долинах хребтов Теректинский, Камза, Катунский, Холодный Белок и массива г. Красная. Зачастую основные морены ограничены четко выраженными протяженными валами конечных и береговых морен высотой от 10–15 до 50 м. Они вложены в толщу отложений чибитского оледенения, а сверху на них наложены и надвинуты морены голоценового возраста.

По литологии они практически не отличаются от чибитской морены. Представлены серыми и желтоватыми несортированными плотными массивными и неслоистыми валунно-галечно-глыбово-щебнистыми суглинками и песчанистыми глинами. В толще и на поверхности часто встречаются крупные плохо окатанные валуны и глыбы до двух и более метров в поперечнике. Многие глыбы представляют собой типичные ледогранники с притупленными ребрами и сглаженными углами, придающими им слабоокатанный облик, а иногда и с отдельными штрихованными фасетами. Эти образования сложены массивными неслоистыми и не сортированными плотными валунными суглинками. Обломочный материал находится как бы в «плавающем состоянии». Обломки залегают хаотически, ориентированы длинными осями в разные стороны, стоят на ребре или вертикально. Геоморфологические особенности поверхности, текстурно-структурные и литологические особенности отложений свидетельствуют об их ледниковом генезисе.

В долинах Катунского хребта и массива г. Красная эти отложения обладают умеренной сидеро-халькофильной специализацией, обусловленной обогащением Au, Bi, V, Co; при дефиците литофильных элементов (Sn, Be, Li, Y, Sr, Yb, W, Nb, Zr) и Ag. Кластерным анализом в них выделены геохимические ассоциации с тесными корреляционными связями ($r = 0,72-0,89$), характеризующие минеральные парагенезисы: [(Co–Cr)–Ni]–V и (Y–Zr)–Nb. Первая группа соответствует специализации основных пород, вторая – кислых магматических образований, характеризуя дифференцированный вулканогенный состав геологических комплексов областей сноса обломочного материала [103].

Факторным анализом выявлены четыре главных компоненты, которые внесли вклад в геохимические особенности этих образований. Первая (28 % от суммарной дисперсии) представлена ассоциациями – Pb, Zn и Cr, Ni, Co, V. Она отражает геохимическую специализацию кислот и основной составляющих геологических образований питающей области. Вторая (22 %) – Be–Li–Mn–Zr–Y–Hg, объединяет элементы разной петрогенетической специализации и может указывать на смешанный состав кластического материала, участвующего в осадконакоплении (вулканогенные, осадочные, интрузивные породы, гидротермальные жильные образования). Третья (10 %) – Au, Ag и четвертая (11 %) – Cu, Mo компоненты играют небольшую роль и, вероятно, связаны с минерагенической специализацией среднедевонского осадочно-вулканогенного комплекса [103].

На площади смежного листа М-45-ХІІІ из отложений, выделяемых как основная морена максимума аккемского оледенения, по фрагменту черепа бизона Л. А. Орловой получен радиоуглеродный возраст в $18\,590 \pm 345$ лет (СОАН-6612) [99, 217]. Исходя из стратиграфических взаимоотношений положения в рельефе и данных по смежным районам, возраст ледниковых отложений определяется четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена, отвечая аккемскому горизонту Алтае-Саянской области [10, 84, 92].

Озерно-ледниковые отложения ($lgIII_4$; lgQ_{III}) этого стратиграфического уровня предполагаемой мощностью до 10 м, выделены нами на Теректинском хребте в долине среднего течения р. Маргала, в юго-западном углу листа в верховьях долин рек Быстрая, Озерная и Красная Бирюкса и котловинообразной долине р. Меновная, а также, по аналогии со смежным листом М-45-ХІІІ, в Абайской котловине [217], где наличие этих отложений отмечают также [5, 19, 99]. Они вскрыты мелкими оврагами и карьерами на глубину от 2 до 6,6 м.

В Абайской котловине у нижней окраины с. Абай эти отложения, вскрытые карьером на абсолютной высоте 1 080 м, состоят из трех пачек (сверху вниз):

1. Пески мелкозернистые глинистые горизонтальнослоистые желтоватые с включениями щебня 3,0 м
2. Глина тонкопесчанистая желтоватая плотная, насыщенная дресвой и щебнем 0,6 м
3. Глины алевритистые желтоватые тонкогоризонтальнослоистые с редкими включениями дресвы и щебня 3,0 м

В 1,5 км северо-западнее с. Абай на абсолютной высоте 1 088 м в овраге глубиной до 3 м, вскрыты палевые плотные песчано-алевритистые глины с включениями дресвы. Местами слабовыражена тонкая субгоризонтальная слоистость. В верховьях долины Красная Бирюкса до глубины первые метры обнажаются тонкослоистые серые глины. В этих отложениях глинистая фракция гидрослюдистая со значительной примесью кварца, хлорита, полевого шпата и кальция [99].

В долине Маргалы они залегают на ледниковых образованиях первого позднеоплейстоценового (чибитского) оледенения, а в них вложена болотная толща голоцена. В Абайской котловине в них вложены позднеоплейстоцен–голоценовые аллювиально-пролювиальные отложения наземной дельты р. Аюлу, датированные в $11\,920 \pm 210$ лет (СОАН-6613) [99, 119]. По аналогии со смежным листом М-45-ХІІІ, эти озерно-ледниковые отложения мы датируем четвер-

той ступенью верхнего звена неоплейстоцена, относя их ко времени деградации последнего (аккемского) оледенения.

Флювиогляциальные отложения (f_{III_4} ; $f_{Q_{III_4-H}}$) мощностью до 10 м, по аналогии со смежным листом М-45-ХІІІ, выделяются лишь в западной части Абайской котловины. Здесь они представлены преимущественно среднеокатанным мелковалунно-гравийно-галечниковым материалом довольно рыхлым и сыпучим с суглинистым разнозернистым песком в заполнителе. Обломки изометричной и удлиненной формы пестрого состава с преобладанием обломков зелено-сланцевых пород терехтинского метаморфического комплекса. В верхней части разреза отложения светло-серого, в нижней – желтоватого цвета. Четко выражена субгоризонтальная параллельная слоистость; мощность слоев 0,1–0,5 м.

Возраст этих отложений, по аналогии со смежной площадью, определяется четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена, отвечая времени деградации второго позднеоплейстоценового (аккемского) оледенения [99, 217].

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a_{III_4} ; $a^{p+3}Q_{III_4-H}$) мощностью до 10 м достаточно широко развиты в долине Катунь и отдельными фрагментами выделены в районе с. Амур, и нижнем течении Коксы между селами Тюгюрюк и Синий Яр. Над урезами Катунь и Коксы они возвышаются на 6–8 м. В долине Катунь от с. Кайтанак и до нижней окраины с. Березовка на протяжении 13–14 км разрез террасы практически непрерывно прослеживается в береговом уступе и карьерах. Весь разрез террасы представлен русловой фацией, состоящей из светло-серых грубослоистых очень хорошо и идеально окатанных мелковалунных галечников с гравием и незначительной примесью разнозернистого песка в заполнителе. Отложения очень хорошо промытые, рыхлые, сыпучие и пустотелые. Гравий также очень хорошо окатан, пестрого состава. Размеры валунов от 10 до 20 см, но встречаются отдельные валуны диаметром до 40 см. Слоистость в отложениях неясно выраженная горизонтальная. Лишь местами в кровле разреза отдельными фрагментами отмечаются маломощные (до 0,3–0,4 м) песчанистые алевроиты пойменной фации с большим количеством гравия и мелкой гальки.

Русловые гравийные галечники первой надпойменной террасы частично обнажаются в цоколе высокой поймы р. Абай выше одноименного села, где в них была обнаружена позднеоплейстоценовая метакарпальная кость широкопалой лошади *Equus gallicus* Prat. (закключение А. В. Шпанского, 2014).

В соответствии с серийной легендой [64] возраст аллювиальных отложений первой надпойменной террасы определяется четвертой ступенью верхнего звена неоплейстоцена, отвечающей аккемскому ледниковому горизонту Алтае-Саянской области [10, 92].

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Элювиальные отложения (e_{III-H}) мощностью от долей метра до 3–5 м развиты в высокогорье на выровненных пенеplenезированных водоразделах на абсолютных высотах более 2 000 м. Это криогенные несортированные образования глыбово-щебнисто-суглинистого состава. Вниз по разрезу переходят в дезинтегрированные коренные породы. Поверхность разбита каменными кольцами и многоугольниками, внутренние части которых несколько приподняты и сложены суглинком с примесью дресвы и щебня, ограниченные скоплениями глыб и щебня, поставленными на ребро. В процессе вымораживания и криогенной десерпции щебень и глыбы выходят на поверхность, а мелкозем проседает вниз, в результате на поверхности формируются площадные курумы. В направлении склонов криогенный элювий фациально замещается коллювиально-десерпционными, коллювиально-делювиальными и делювиально-солифлюкционными отложениями. Возраст, по аналогии со смежным листом М-45-ХV [31], определяется поздним неоплейстоценом–голоценом.

Элювиальные и делювиальные отложения (e, d_{III-H}) развиты в среднегорье на выровненных пенеplenезированных водоразделах на абсолютных высотах менее 1 800 м и в верхних выложенных частях примыкающих к ним склонов. Эти отложения представлены щебнисто-дресвяно-суглинистыми образованиями, которые в нижних частях разреза представляют собой структурный элювий. В большинстве случаев он такого цвета, как и коренные породы, но иногда имеет бурый или желто-бурый цвет. Весь обломочный материал по составу в каждом конкретном случае отвечает подстилающим коренным породам палеозоя. В этих отложениях вниз по разрезу количество мелкозема уменьшается, а размерность и количество обломков увеличивается. Вниз по склонам в их составе появляются делювиальные фации, и они постепенно замещаются склоновыми образованиями различных генетических типов. Мощность элювиальных и делювиальных отложений местами может достигать 15 м, а их возраст в некоторой степени условно определяется поздним неоплейстоценом–голоценом.

Коллювиальные и десерпционные отложения (c, dr_{III-H}), к которым относятся образования площадных курумов, широко развиты на абсолютных высотах более 1 800 м в зоне многолетней мерзлоты, формирующиеся под действием криогенной и термогенной десерпции и гравитационного сноса. Они сплошным чехлом покрывают куполообразные вершины и верхние вышележащие части склонов. В логах, верховьях долин и на склонах они представлены преимущественно глыбами размером от 0,5 до 2 м в поперечнике. Хаотичная ориентировка глыб вниз по склонам постепенно, под действием гравитации, начинает приобретать упорядоченный характер. В нижних частях этих склонов они ориентированы длинными осями уже преимущественно по направлению движения.

В верхних частях склонов и на водоразделах в зоне многолетней мерзлоты интенсивно развиты морозное выветривание и криогенные процессы, поставляющие обломочный материал. На пологосклонных куполообразных вершинах в составе этих отложений отмечается большое количество щебня, дресвы, желтоватых супесей и суглинков. Поверхность их разбита каменными кольцами и многоугольниками, внутренние части которых несколько приподняты и сложены мелкоземом с примесью дресвы и щебня, ограниченные скоплениями глыб и щебня, поставленными на ребро. Вниз по разрезу они переходят в дезинтегрированные коренные породы.

При переходе на склоны мелкозем талыми и атмосферными водами интенсивно вымывается и выносятся, отлагаясь в нижних частях склонов, где погребает глыбовые курумы и участвует в формировании делювиально-солифлюкционных и коллювиально-делювиальных покровов и шлейфов, образуя с ними постепенные фациальные переходы. Площадные и линейные глыбовые образования в горах Алтая интенсивно движутся вниз по склонам со скоростью 8–20 см/год [78]. Мощность рассматриваемых отложений изменяется от 2 м на водоразделах до 15 м в нижних частях склонов, а их возраст, по аналогии со смежными листами М-45-VIII, XIII и XV [31, 198, 217], определяется поздним неоплейстоценом–голоценом.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds_{III-H} ; dsQ_{III-H}) широко развиты на пологих (до 20°) склонах преимущественно северной и северо-восточной экспозиции, и в циркообразных верховьях долин. В зоне развития многолетней мерзлоты на склонах крутизной 3–20° интенсивно проявляется дифференциальная и покровная солифлюкция. Под ее действием ледниковые и склоновые образования различного генезиса преобразуются в псевдоморенные толщи [17, 53]. Ниже 1 600 м ведущим фактором в формировании этих отложений является дефлюкция с участием делювиального смыва. Поверхность отложений осложняют натечные языки и терраски.

Данные образования представлены буровато-желтыми и желтовато-серыми суглинками и супесями, насыщенными дресвой, щебнем, гальками, глыбами и валунами, ориентированными длинными осями преимущественно вниз по склону. Отложения неяснослоистые с рулетообразными текстурами солифлюкционного течения, с деформированными разорванными и перемятыми прослоями и линзами погребенной дернины и почв. Мощность их в нижних частях склонов может достигать 15 м.

Радиоуглеродных датировок этих отложений на площади листа и смежных территориях пока нет. В Северо-Западном Алтае на Башелакском хребте из рассматриваемых отложений выделен комплекс наземных моллюсков, отражающий межледниково-ледниковый цикл позднего неоплейстоцена и получена радиоуглеродная датировка в $20\,100 \pm 240$ лет (СОАН-2872) [17]. Широкое развитие современной солифлюкции по различным генетическим типам рыхлых отложений, фациальные взаимоотношения с другими склоновыми образованиями, а также аналогия со смежными листами [31, 198, 217] позволяют, в некоторой степени условно, датировать рассматриваемые отложения поздним неоплейстоценом–голоценом.

Коллювиальные и делювиальные отложения (c, dl_{III-H} ; c, dQ_{III-H}) очень широко распространены на денудационно-эрозионных и экзарационных склонах средней крутизны, образуя сплошные шлейфы и покровы. На площадях развития интрузивных и эффузивных пород они представлены крупнощебнисто-глыбовым материалом в дресвяно-супесчаном заполнителе, а на склонах, сложенных осадочными и метаморфизованными породами – дресвяно-щебнистым материалом с желтоватым суглинком в заполнителе. Мощность их у подножия склонов достигает 15 м. Вверх по склонам они фациально замещаются коллювиально-десерпционными, элювиально-делювиальными и элювиальными образованиями, а в нижних частях склонов – пролювиально-делювиальными и делювиально-солифлюкционными отложениями.

Развитие этих отложений на экзарационных склонах долин, заполнявшихся ледниками во время последнего среднеледникового (чуйского) оледенения, указывает на начало их формирования после его деградации, а частичное налегание на площадки надпойменных террас и пойменный аллювий свидетельствует о том, что они продолжали накапливаться и в голоцене. На площади смежных листов эти образования также датируются поздним неоплейстоценом–

голоценом [33, 198, 217].

Проллювиальные и делювиальные отложения (p,dIII–H; p,dQ_{III–H}) мощностью до 45 м по скв. 6 в с. Талда широко развиты, сплошным чехлом покрывая нижние части денудационно-эрозионных склонов, днища логов и долин, где погребают аллювий, образуя мощные террасоувалы, шлейфы и конусы выноса, и вскрыты многочисленными карьерами. Литолого-фациальные изменения пестрые как по вертикали, так и по латерали. Фации в масштабе карты не выделяются и отложения на них не расчленяются. В верхней части они представлены делювиальными желтовато-серыми и буровато-желтыми карбонатными тонкослоистыми суглинками с примесью дресвы, мелкого и крупного щебня, гальки и гравия мощностью от 1,5 до 8 м. Часто они имеют лёссовидный облик, пористые с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. В них на разных уровнях наблюдаются горизонты погребенных почв бурого и каштанового типа с включениями кусков древесного угля. Иногда наблюдаются криогенные текстуры – волнистые складки и псевдоморфозы по ледяным клиньям протяженностью до 1,5 м.

Нижняя проллювиальная часть рассматриваемых отложений наиболее полно вскрыта карьером глубиной 15 м у западной окраины с. Теректа. Здесь разрез представлен параллельнослоистыми пологонаклонными на юг галечно-гравийно-дресвяно-щебнистыми образованиями в песчано-алевритовом заполнителе. В нижней части много средне и хорошо окатанных валунов и ледогранников размером от 0,1 до 0,6 м разного петрографического состава (метаморфические сланцы, эффузивы, гранитоиды). Часто встречаются невыдержанные по мощности линзовидные прослои тонкослоистых песков и алевритов желтоватого цвета. Подобный разрез вскрыт до глубины 6 м карьером в приустьевой части долины р. Черный Сугаш.

В долине Коксы и по северной периферии Уймонской котловины они характеризуются высокой халько-сидерофильной специализацией за счет обогащения Au, Bi, V, Mn, Co, Cr; дефицитные элементы преимущественно литофильной группы – Li, Sn, Be, Sr, W, Zr, Nb, Yb, кроме того, характерны аномально низкие концентрации Ag и Ti. Кластерным анализом выделены геохимические ассоциации с тесными корреляционными связями ($r = 0,76–0,91$): Sr–Ba, P–Ti, [(Co–Li)–Cu]–Mn, указывающие на карбонатный, андезитовый и базальтоидный состав обломков. Факторным анализом в них установлены три главных компоненты. Первая (27 % от суммарной дисперсии), представленная ассоциацией Li, Mn, Co, Ba – отражает комплексный характер питающей области, где представлены кислые и основные вулканогенные образования. Вторая (10 %) – W и третья (10 %) – Au компоненты, вероятно, связаны с привносом минералов-носителей этих элементов (шеелит, золото) на разных стадиях осадконакопления. Четвертая компонента (15 %) – Zn, V, Nb – может указывать либо на одновременное отложение минералов-носителей этих элементов, имеющих различное происхождение, либо на содержание этих элементов в виде примесей в одних минералах (титаномагнетит, ильменит) [103].

Фациальные взаимоотношения рассматриваемых отложений с пойменным аллювием указывают на то, что их формирование продолжалось и в голоцене.

Из делювиальных суглинков верхней части разреза по древесным углям с глубины 1 м у с. Теректа и 0,7 м у с. Верхний Уймон Л. А. Орловой получены два определения радиоуглеродного возраста в $1\,270 \pm 50$ лет (СОАН-8456) [105] и $1\,400 \pm 60$ лет (СОАН-9140) соответственно. А у с. Баштала и в низовьях долины Мульта в интервале глубин 3,5–6,5 м впервые получены три OSL-датировки в 45 ± 2 , 49 ± 3 и 43 ± 3 тыс. лет [50]. В них же у с. Теректа и с. Курунда обнаружены метатарсальная кость *Equus hemionus* Pallas, фрагмент черепа и верхние зубы *Lagurus lagurus* Pallas позднелепестового возраста (заключение А. В. Шпанского, 2014). В подобных суглинках в долине Коксы у устья р. Малая Красноярка на глубине 0,7 м обнаружены лучевая и локтевая кости лошади *Equus* sp., датируемые, по заключению А. В. Шпанского (2014 г.), голоценом.

На смежной площади в долине Коксы из верхней части проллювиального разреза получена радиоуглеродная датировка в $11\,240 \pm 160$ лет (СОАН-6614) [99], а в долине Каирлыка (лист М-45-VIII) из проллювиальной части рассматриваемых отложений разными методами получена целая серия датировок, материалом для которых послужили кости и древесные угли. Радиотермоллюминесцентным методом возраст отложений определен в 132 ± 33 тыс. лет. Методом электроннопарамагнитного резонанса получены три даты – 72,2, 62,2 и 33 тыс. лет. Восемь радиоуглеродных датировок характеризуют отложения в интервале от $43\,300 \pm 1\,600$ лет (GX-17596-АМС) до $30\,990 \pm 460$ лет (GX-17593-АМС) [41].

Коллювиальные отложения (cIII–H), выражаемые в масштабе карты, показаны в южной части листа в долинах рек Красноярка, Катунь, Большой Сугаш, Мульта, Акчан, на хребте Ак-Тайга, где они развиты преимущественно небольшими разрозненными фрагментами в нижних частях крутых склонов, образуя сравнительно маломощные (до 15 м) обвально-осыпные шлейфы и конусы, частично налегающие на пойму, ледниковые отложения аккемского оледенения и

гляциоаллювий бельтирско–аккемского возраста. В большинстве своем, эти образования у подножия стенок каров, крутых эрозионных и тектонических склонов долин в масштабе карты не выражаются. Они представляют собой хаотичные нагромождения щебнисто-глыбового материала с незначительной примесью дресвы. На днищах долин и у подножия склонов отмечается скопление наиболее крупных обломков. Отдельные глыбы достигают 3–4 м в поперечнике. Вверх по склону размер обломков уменьшается. Мощность отложений до 15 м. Возраст их, по аналогии со смежными листами [31, 198, 217], определяется поздним неоплейстоценом–голоценом.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ВТОРАЯ СТУПЕНЬ–ГОЛОЦЕН

Аллювиальные и пролювиальные отложения (α, p_{III_2-H} ; α, pQ_{III_2-H}), выражающиеся в масштабе карты, выделены в Абайской и Уймонской котловинах, где они образуют крупные наземные дельты рек Аюлу, Башталинка, Кастахта, Курунда, Большая Теректа и Чендек, вложенные в озерные отложения конца верхнего и конца среднего–начала верхнего неоплейстоцена.

В Абайской котловине эти отложения между селами Абай и Амур вскрыты карьером до глубины 5 м. Здесь они представлены плохо окатанным мелкогалунно-галечно-гравийным материалом в плотном желтоватом алевроито-глинистом заполнителе. В этой толще отмечаются линзы очень плотных желтоватых алевроитистых глин, мощностью до 1 м, с хаотически залегающими в них обломками пород. В одной из таких линз, на глубине 3 м, обнаружена нижняя челюсть молодой лошади *Equus* sp., датируемая, по заключению А. В. Шпанского (2014 г.), концом позднего неоплейстоцена–началом голоцена, а ее радиоуглеродный возраст определен Л. А. Орловой в $11\,920 \pm 210$ лет (СОАН-6613) [99].

В низовьях долины Коксы на ее левом берегу между устьями левых притоков Малая и Большая Громотуха находится наземная дельта мощностью 20 м, обрывающаяся в русло Коксы. Верхняя видимая часть разреза до глубины 10 м представлена селевыми образованиями, состоящими из валунно-глыбовых щебнисто-галечниковых отложений с незначительной (до 25–30 %) примесью дресвяно-песчано-алевровитового заполнителя. Местами отмечается грубая слоистость. Размеры многих валунов и глыб достигают 2–2,5 м в поперечнике.

Наиболее широко рассматриваемые отложения развиты в Уймонской котловине, занимая большие площади. В ее северной части у нижней окраины с. Чендек они вскрыты карьером до глубины 4 м, где состоят из валунных галечников в желтоватом слабо глинистом гравийно-песчаном заполнителе. Заметна неясно выраженная субгоризонтальная слоистость. Мощность слоев от 5 до 30 см. Галька и валуны преимущественно средней окатанности, а их размеры достигают 50 см.

В 5,5 км южнее на левом берегу Катунь у нижней окраины с. Нижний Уймон несколько иной разрез этой же дельты видимой мощностью 10 м вскрыт в обн. 32 (сверху вниз):

1. Пески серые разнотермистые тонкослоистые. Слоистость субгоризонтальная, встречаются прослои до 10 см крупнозернистых песков с примесью гравия и включениями гальки и такие же прослои желтоватых тонкослоистых алевроитов 1,0 м
2. Галечники гравийные субгоризонтальнослоистые с примесью до 20 % мелких валунов размером до 15 см с крупнозернистым песком в заполнителе, рыхлые и сыпучие, хорошо промытые. Окатанность обломков средняя и хорошая. Весь обломочный материал с Теректинского хребта из бассейна р. Чендек. Доминируют метаморфизованные сланцы, реже – эффузивы, дайковые породы, много кварца. Содержат маломощные линзы серых песков. Иногда встречаются катунь алевроитов диаметром до 30 см. 3,0 м
3. Переслаивание гравийных рыхлых галечников и песков. Прослои песков серых и желтовато-серых, мощностью от 0,2 до 0,7 м, не выдержанные по простиранию. В них отмечается тонкая горизонтальная и косая слоистость и текстуры мелкой ряби течения 2,0 м
4. Галечники гравийные полностью идентичные слою 2 4,0 м

В галечниках слоя 3 на глубине 9,7 м обнаружен переотложенный (со следами окатывания) фрагмент таза бизона *Bison priscus* Woj., датируемый бельтирским временем позднего неоплейстоцена (заключение А. В. Шпанского, 2014). В слое 3 из прослоев песков впервые OSL-методом получены две датировки в 89 ± 8 тыс. лет и 79 ± 5 тыс. лет [50].

На основании вышеизложенного возраст аллювиально-пролювиальных отложений наземных дельт мы определяем второй ступенью верхнего звена неоплейстоцена–голоценом.

ГОЛОЦЕН

Ледниковые отложения (gH ; gQ_{IV-H}) выделены в карах и верховьях долин на г. Красная,

хребтах Теректинском, Камза и Холодный Белок, где они развиты до абсолютных высот 1 800–2 000 м, а их протяженность изменяется от первых сотен метров до 2–4 км. Они представлены береговыми и донными моренами, ограниченными свежими конечно-моренными валами высотой до 20 м, надвинутыми на ледниковые отложения второго позднеплейстоценового (аккемского) оледенения.

В отличие от ледниковых образований позднего неоплейстоцена, они почти не задернованы и четко выражены в рельефе бугристо-грядово-западинной поверхностью. Сложены морены хаотично ориентированным древесно-щепнисто-глыбовым материалом с плохо окатанными валунами и ледогранниками в желтоватом супесчаном заполнителе. Размеры обломков от 0,1 до 2 м. Эти отложения мощностью до 20 м надвинуты на ледниковые образования позднего неоплейстоцена и в целом датируются голоценом.

Литологические и морфологические особенности рассматриваемых отложений типичны для голоценовых конечных морен, которые «...состоят почти целиком из необработанного обломочного материала, почти не отличающегося от материала морен, переносимых ледниками в настоящее время. Очень редко среди остроугольных глыб и обломков попадаются окатанные валуны и гальки, обработанные водными потоками» [2].

В последнее время за рамкой листа на хребте Холзун в рассматриваемых отложениях из межморенного понижения вскрытого шурфом с глубины 1,45 и 1,52 м по обломкам древесины получены две радиоуглеродные датировки 7 750±125 лет (СОАН-8527) и 9 400±90 лет (СОАН-8528) соответственно [24]. На Катунском хребте в верховьях долин Аккем и Менсу на абсолютных высотах более 2 100 м ледниковые отложения, по данным В. П. Галахова, Д. В. Золотова и Д. В. Черных, имеют радиоуглеродный возраст от 2 970±45 лет (СОАН-6922) до 5 595±85 лет (СОАН-6925) [102].

Аллювиальные отложения пойм (αH ; $\alpha^{p+3}Q_{III-H}$) выполняют днища долин рек и ручьев. В большинстве случаев не выражаются в масштабе. Отложения низкой и высокой пойм по этой же причине рассматриваются как нерасчлененные, хотя в рельефе четко выделяются. В долинах разных порядков низкая пойма, находящаяся в стадии формирования, представлена отдельными сегментами, имеет высоту от 0,3 до 2 м, а высокая пойма – до 3–6 м. Ширина их также изменяется в широких пределах от 5–30 м до 1–5 км в расширениях долин рек Каракол, Сугаш, Абай, Кокса, Катунь. Поверхность поймы осложняют многочисленные старицы и болота.

Эти отложения представлены русловыми и пойменными фациями. В нижних частях разрезов, уходя под урезы рек, обнажаются русловые фации видимой мощностью до 1–4 м, представленные валунно-галечными и песчано-галечными образованиями. Выше залегают пойменные фации мощностью от 0,5 до 2 м. Аллювий пойменной фации представлен желтоватыми пористыми супесями, тонкозернистыми песками и алевритами с включениями галек и гравия. Содержание глинистой фракции в них колеблется от 2 до 25 %, алевритовой – 20–70 % и песчаной – 7–48 %. В нижней части разреза встречаются тонкие (2–3 см) линзовидные слои мелко-среднезернистых и гравийных песков. Мощность отложений пойм достигает 6 м.

Аллювиальные отложения пойм Катунь и Коксы имеют умеренную халько-литофильную специализацию: обогащены V, Co, Mn, Au, Bi, при дефиците литофильных элементов (Y, Li, Sn, Be, W, Zr, Nb, Yb) и Ag. Кластерным анализом выделена только одна геохимическая ассоциация с тесной (0,70–0,78) корреляционной зависимостью: Cr–(Ti–Ni), отражающая присутствие в отложениях темноцветных (пироксен) или акцессорных минералов (титаномагнетит, ильменит). Факторным анализом выявлены три главных компоненты. Первая (18 % от суммарной дисперсии) представлена ассоциацией – Cr, Ni, Ti – характеризующей специализацию пород основного состава. Вторая компонента (14 %) – Pb, Ag, Sn – указывает на присутствие кластического материала кислого состава. Третья (10 %) – Zr – возможно, свидетельствует об обогащении отложений цирконом на одной из стадий осадконакопления [103].

В соответствии с легендой Горно-Алтайской серии [64] и по аналогии со смежными листами М-45-VIII, XIII и XV, возраст пойменного аллювия определяется не детальнее, чем голоценовый.

Болотные отложения (pIH ; pIQ_H) предполагаемой мощностью до 4 м в данном районе Алтая вскрыты шурфами до глубины 1,5–2 м и представлены торфяниками, органоминеральными илами (сапропелями), глинистыми и песчанистыми илами черного, темно-серого и сизого цвета. При этом мощность торфа изменяется от 0,5 до 1,7 м [24]. Они занимают довольно значительные площади в северной части листа в долинах и котловинообразных расширениях на Теректинском хребте, и в юго-западном углу, где приурочены к бассейну р. Бирюкса. Эти образования залегают на аллювиальных, озерных, ледниковых и склоновых отложениях различного возраста. Особенно крупную площадь они занимают в котловинообразной долине верхнего течения р. Тюгурюк длиной 21 км и шириной от 2 до 6 км. Здесь находится самое крупное в Гор-

ном Алтае Тюгурюкское болото площадью 87 км² [55].

По периферии этого болота на абсолютных высотах 1 520–1 540 м до глубины 0,6–0,9 м вскрыт плотный хорошо разложившийся торф черного и буро-черного цвета, иногда чистый, иногда с примесью ила и тонкими (до 1,5 см) слойками синеватых глин. Всюду под ним залегают озерные глины. С глубины 0,6 м торф находится в многолетнемерзлом состоянии, а его радиоуглеродный возраст на глубине 0,7 м определен Л. А. Орловой в 950±60 лет (СОАН-9141). На ее днище в 4 км выше устья Маргалы на абсолютной высоте 1 496 м до глубины 0,8 м вскрыт темно-коричневый хорошо разложившийся торф с редкими черными обломками тонких веточек кустарников. С глубины 0,8 м торф сильно насыщен льдом и находится в многолетнемерзлом состоянии. Его радиоуглеродный возраст на глубине 0,8 м определен И. Ю. Овчинниковым в 5 385±95 лет (СОАН-9360).

Торфяники этого болота характеризуются повышенными содержаниями Mn (0,06–0,6 %) и слабым накоплением, таких элементов как Cu, Pb, Zn, Cr, Ni, Co, V, что указывает на затрудненный сток во время накопления торфа. Низкие содержания P (0,04–0,05 %) свидетельствуют о его молодости [100], что подтверждают и радиоуглеродные датировки. В них фиксируется слабое биогенное накопление Au (до 0,016 г/т) и Hg (до 68·10⁻⁷ %) [103].

Болотные образования на площади листа характеризуются умеренной лито-сидеро-халькофильной специализацией, обусловленной обогащением Au, Hg, Bi, Ti, Co, Be; в группе дефицитных – литофильные элементы (Nb, Li, Zr, W, Sr, Sn) и Zn. Кластерным анализом выделен целый ряд геохимических ассоциаций с тесными ($r = 0,64–0,93$) корреляционными связями: Sr–Ba, [(Yb–Y)–(Sr–Ti)]–Be, Au–Bi, V–Cu, Co–Ni, Cr–Li, характеризующих минеральные парагенезисы пород карбонатного, кислого, основного составов, а также ассоциации элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах [103].

Методом главных компонент факторного анализа установлены три главных компоненты. Первая и наиболее значимая (31 % от суммарной дисперсии) представлена ассоциацией – V, Ti, Mo, Be, Zr, Nb, Y, Yb. Она характеризует специализацию кислых и, в меньшей степени, основных магматических образований, составляющих обломочный материал. Вторая (21 %) – Bi и W, третья (14 %) – Cr компоненты указывают на отложение минералов-носителей этих элементов (висмутин, шеелит, хромит). В торфяниках Тюгурюкского болота фиксируется биогенное накопление Au (до 0,016 г/т) и Hg (до 68·10⁻⁷ %) [103].

Кластерный и факторный анализы болотных образований, указывают на то, что во время их формирования основным источником обломочного материала были окружающие склоны.

На смежной территории в бассейне верхнего течения р. Кокса болотные торфяники в интервале глубин 0,25–1,7 м датируются по радиоуглероду от 240±30 лет (СОАН-8223) до 4 350±80 лет (СОАН-8530) [24]. На Катунском хребте в долине Мульты на абсолютной высоте 1 700 м торф мощностью 1,4 м, по данным Д. В. Золотова, Д. В. Черных и В. П. Галахова, имеет радиоуглеродный возраст в 4 160±150 лет (СОАН-7825) и 3 890±90 лет (СОАН-7826) [102].

МАГМАТИЗМ

Магматические образования листа М-45-ХІV сформированы в байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский этапы. Согласно легенде Горно-Алтайской серии, они представлены фрагментом венд–раннепалеозойского Алтае-Салаирского вулcano-плутонического пояса – апогарцбургитовые серпентиниты ($\text{v}\sigma\text{V}-\text{C}_1$) – в Коргоно-Терехтинской СФЗ, сугашским базальтовым комплексом (C_{1-2}sg) в Холзуно-Чуйской СФЗ; вулcanoгенными и интрузивными образованиями ранне-среднедевонского вулcano-плутонического пояса (Коргоно-Чулышманский сегмент) – ергольский базальт-андезитовый ($\text{D}_{1\text{er}}$), коргонский трахиандезит-дацит-риолитовый (D_{1-2}kr), катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый (D_{1-2}kt) комплексы; вулcanoгенными и интрузивными образованиями девонско–раннекаменноугольного вулcano-плутонического пояса (Рубцовско-Лебедской сегмент) – онгудайский базальт-андезитовый ($\text{D}_{2\text{og}}$), куратинский дацит-риолитовый ($\text{D}_{2\text{kr}}$), топольнинский габбро-гранодиорит-гранитовый ($\text{D}_{2\text{tp}}$), куладинский трахибазальт-дацит-риолитовый ($\text{D}_{3\text{kl}}$), урскульский автономный габбро-долеритовый ($\text{D}_{3\text{u}}$) комплексы; интрузивными образованиями пермо–триасовой вулcano-плутонической провинции – шибеликский щелочногранитовый ($\text{C}_3-\text{P}_1\text{š}$) и терехтинский габбро-долеритовый ($\text{P}_2-\text{T}_1\text{t}$) комплексы.

ВЕНД–РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

АЛТАЕ-САЛАИРСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КОКСИНСКО-АРГУТСКИЙ СЕКТОР

Апогарцбургитовые серпентиниты Терехтинского меланжевого офиолитового пояса ($\text{v}\sigma\text{V}-\text{C}_1$) объединяют небольшие тела серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, развитые в южной части Терехтинского горста в виде двух ареалов – Кайтанакского (бассейны рек Кайтанак и Уюлушка) и Окольского (рр. Окол, Юхпихта, Черемошка). Удаленное от ареалов единичное тело зафиксировано на правом берегу р. Красноярка у западной границы листа. В целом все проявления серпентинитов укладываются в сближенную с Кучерлинским разломом субшироко ориентированную широкую полосу и в настоящее время рассматриваются как фрагменты Терехтинского меланжевого офиолитового пояса [34]. В общей сложности закартировано порядка двух десятков тел с конфигурацией от близкой к изометричной до линейной и размерами от первых метров до 1,5 км. Все серпентинитовые тела локализованы в полях пород терехтинского метабазитового подкомплекса. Непосредственные контакты с метаморфитами, по нашим наблюдениям, не обнажены, по косвенным признакам интерпретируются как тектонические. В. А. Зыбиным [167] у некоторых тел отмечались резкие контакты при отсутствии признаков контактового воздействия в метаморфических сланцах; в свою очередь, серпентиниты в единичных случаях прорваны дайками габбро, диоритов, гранитов катандинского комплекса.

В аномальном магнитном поле в пределах слабоповышенного фона, свойственного терехтинскому метабазитовому подкомплексу, серпентинитовые образования выделяются локальными высокоградиентными положительными аномалиями интенсивностью ΔT выше 500 нТл, на схеме гравиметрических аномалий не отражаются.

Породы тел в той или иной степени рассланцованы, при этом простирание сланцеватости ориентировано, как правило, параллельно вытянутым границам тел. В рассланцованной серпентинитовой массе иногда отмечаются небольшие (до первых метров), с резкими ограничениями, блоки-включения массивных серпентинитов, а также других пород, что наблюдалось в одном из тел в окрестности пос. Кайтанак. Здесь в серпентинитовом матриксе заключены беспорядочно распределенные, преимущественно округлые (до шарообразных), разноразмерные

«включения» массивных габбро, пироксенитов, темно-серых пелитовых осадков. Нередко в серпентинитовых телах отмечаются маломощные (до 1 см) прожилки хризотил-асбеста, в отдельных случаях – магнетитовые линзочки мощностью до 2 см.

В рассматриваемой породной ассоциации выделяются две разновидности – резко преобладающие серпентиниты и редкие серпентинизированные перидотиты. По внешним признакам (от темно-зеленой до темно-серой, редко желтовато-зеленой окраски; рассланцованность, микроромбические структуры) они сходны между собой и различаются, главным образом, по наличию или отсутствию реликтов первичных пород, что отражает лишь степень завершенности процесса серпентинизации. Каких-либо пространственных границ между разновидностями, а также закономерностей в их распределении (в отдельных телах и по ареалам), не установлено.

Из слагающих серпентиниты минералов доминирует антигорит (до 80 %), менее развиты хризотил и бастит, обычно присутствуют магнетит (до 1–2 %), хлорит и карбонат, среди акцессорных определены хромшпинелиды, гранат, апатит, циркон; гидротермальные – барит, галенит, флюорит. Микроструктуры от лепидобластовой до бластопорфировой; последняя обусловлена наличием более крупных мономинеральных антигритовых псевдоморфоз на фоне тонкокристаллической антигрит-хризотиловой основной ткани. В серпентинизированных перидотитах помимо вышеперечисленных минералов отмечаются реликты оливина, ортопироксена и зеленовато-бурой роговой обманки, замещаемой хлоритом и актинолитом.

Химический состав серпентинитов и серпентинизированных перидотитов определен по 9 пробам (табл. 1), в том числе редкоэлементный состав – по 3 пробам (прил. 14). Все породы характеризуются высокой долей потерь при прокаливании (11,3–17,28 масс. %), вследствие чего содержания всех оксидов, очевидно, занижены. Вместе с тем, по низким содержаниям глинозема и извести (Al_2O_3 – 0,58–6,86 масс. %; CaO – 0,23–1,28 масс. %), незначительно возрастающим при пересчете анализов на приведенный к 100 масс. % сухой остаток, и высокой магнезиальности (MgO – 32,83–39,04 масс. %; $mg'=80-96$) почти все проанализированные серпентиниты можно отнести к апогарцбургитовым, за исключением пробы 2247-4, по составу более соответствующей лерцолиту.

Таблица 1

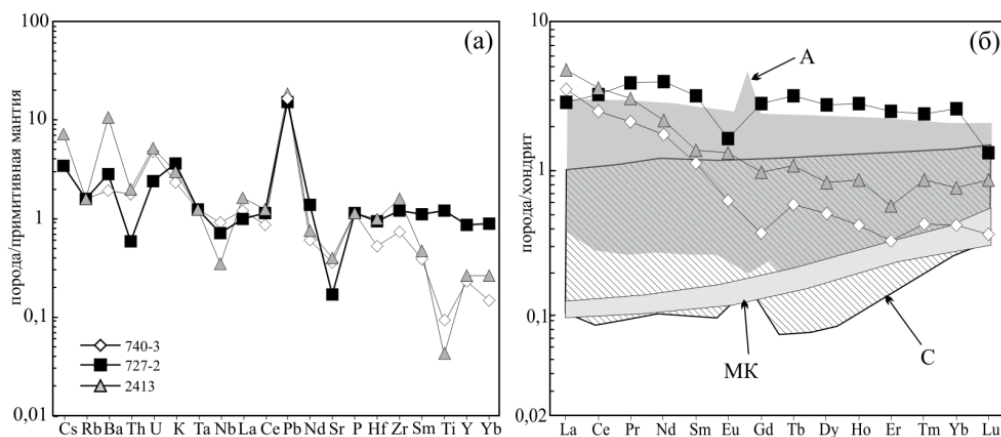
Химический состав серпентинитов и серпентинизированных перидотитов (в масс. %)

№ пробы	Кайтанакский ареал					Окольский ареал		
	727-2	740-3	4163-2	5003	2247-4	2413	4437	5039
SiO ₂	41,1	40,4	42,15	39,58	41,28	40,2	36,18	38,81
TiO ₂	0,26	0,019	0,01	0,11	0,02	0,009	0,009	0,05
Al ₂ O ₃	2,61	0,89	0,58	2,12	6,86	0,85	2,29	1,59
Fe ₂ O ₃	3,33	4,81	1,80	4,92	5,31	7,04	3,62	6,43
FeO	4,86	3,2	1,88	1,17	2,06	1,92	2,70	2,52
MnO	0,13	0,076	0,10	0,08	0,15	0,087	0,14	0,09
MgO	35,3	37,8	39,04	37,95	32,83	37,2	34,90	37,15
CaO	0,26	0,23	0,50	0,50	0,3	0,5	1,28	0,50
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,18	0,17
K ₂ O	0,11	0,07	0,05	0,05	0,05	0,091	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,025	0,025	0,02	0,05	0,01	0,025	–	0,02
п.п.п.	11,3	11,8	12,82	12,65	11,69	11,9	17,28	12,06
Сумма	99,34	99,37	99,00	99,23	100,64	99,87	98,63	99,44

Примечание. Пробы № 727-2, 740-3, 2413 – авторские, остальные – из отчета по АФГК В. А. Зыбина и др. [167]. Прочерк – содержания оксидов ниже чувствительности анализа.

По критерию Хесса (отношение $MgO/(FeO+Fe_2O_3+MnO)$, в мол. к.), варьирующему в пределах 10–27, рассматриваемые серпентиниты (их протолиты) классифицируются как реститовые образования (величина отношения более 7). Для редкоэлементного состава характерны повышенные относительно уровня примитивной мантии содержания LILE (Cs, Rb, Ba, K – в 1,5–10 раз, Pb – в 20 раз), близкие к мантийным концентрации HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), заметное обеднение Sr и Ti (рис. 8 а). В спектре редких земель (рис. 8 б) проявляется значимое, по сравнению с составом хондрита, обогащение серпентинитов легкими лантаноидами (La, Ce, Pr, Nd – в 2–5 раз) при величине отношения $La_N/Yb_N=1,1-8,2$. Ограниченное количество аналитических данных не позволяет уверенно сопоставлять серпентиниты района работ с аналогами современных геодинамических обстановок. В первом приближении, исходя из концентраций и характера распределения редкоземельных элементов, они в большей степени отвечают обогащенным океаническим апогарцбургитовым серпентинитам из зон срединно-океанических хребтов и офио-

литовых комплексов (рис. 8 б).



На спайдерграмме (б) приведены составы серпентинитов различных геодинамических обстановок (по Deschamps et al. [133]): А – океанических из зон срединно-океанических хребтов и офиолитовых комплексов, МК – мантийного клина, С – слэба.

Рис. 8. Распределение редких и редкоземельных элементов в серпентинитах Терехтинского меланжевого офиолитового пояса.

Возраст серпентинитов Терехтинского пояса достоверно не определен. В серийной легенде они условно отнесены к чаганузузунскому дунит-гарцбургитовому комплексу, позднерифейско-раннекембрийское датирование которого также проблематично и базируется на косвенных геологических данных. По существующим в настоящее время представлениям [22, 42], серпентиниты Терехтинского горста представляют собой фрагменты меланжированной офиолитовой ассоциации и совместно с другими структурно-вещественными единицами терехтинского метаморфического комплекса слагают единый аккреционно-коллизийный ансамбль, сформированный предположительно в венд-раннекембрийский период.

Атомно-абсорбционный анализ проб из серпентинизированных гипербазитов с сульфидной минерализацией на платиноиды дал отрицательные результаты. В генетической связи с серпентинитами установлены несколько проявлений асбеста, а также шлиховые потоки хромита и крокоита (прил. 1).

Сугашский базальтовый комплекс ($\omega, \nu\beta, \beta, \nu\delta\pi, \alpha\pi, \delta\pi, \text{C}_{1-2}\text{sg}$) на рассматриваемой площади развит в пределах северной периферии Холзуно-Чуйской СФЗ и объединяет эффузивы сугашской свиты (базальты, андезибазальты, андезиты) и субвулканические тела комагматических им долеритов, габбродолеритов, габбродиорит- и диорит-порфиритов, пироксенитов. Максимальная насыщенность лавами и субвулканическими образованиями отмечается в восточной части общего ареала комплекса (бассейны нижнего течения рр. Бол. Окол, Черная Речка, Бол. Пола). Особенностью комплекса является практически полное отсутствие пирокластических образований.

Покровные лавы нередко слагают мощные (до 200–300 м) пачки, «разбавленные» осадочными прослоями. Центральные части наиболее мощных потоков иногда имеют раскристаллизованные структуры и макроскопически напоминают мелкозернистые интрузивные породы. При этом в них нередко наблюдается подушечная или матрацевидная отдельность, по которым устанавливается преимущественно ленточная форма потоков мощностью 0,5–5 м, реже – более.

По составу эффузивы преимущественно базальтовые, реже – андезибазальтовые и андезитовые, афировые и мелкопорфировые, иногда – миндалекаменные. Все разновидности в той или иной мере претерпели зеленокаменные изменения, выразившиеся в постоянном присутствии вторичных минералов: хлорита, эпидота, карбоната, актинолита. Вкрапленники, доля которых обычно не превышает 5–10 %, представлены альбитизированным плагиоклазом и, реже, клинопироксеном, в разной степени замещенным вторичными минералами, вплоть до полных псевдоморфоз. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем и карбонатом в различном сочетании. Основная масса гиалопилитовая, интерсертальная, вариолитовая, микродолеритовая и пилотакситовая. Характерной особенностью большинства базальтовых лав является их весьма необычный внешний облик: однородная зеленовато-светло-серая до зеленовато-белой окраска и отсутствие видимых порфировых выделений. Нередко такие разновидности при полевых наблюдениях принимались за риолитоиды. Под микроскопом в них устанавливается интенсивная эпидотизация ($\pm$ клиноцоизит, кальцит, сфен).

Субвулканическая фация представлена в основном дайко- и жилообразными телами, мощности которых варьируют в пределах 0,5–20 м, изредка фиксируются мелкие (десятки метров) штоки и силлоподобные интрузивы. Ориентировка линейных тел какой-либо ясной предпочтительности не обнаруживает. Среди пород, слагающих субвулканические образования, наиболее распространены долериты и габбродолериты, реже отмечаются габбродиориты, диорит-порфиры и микродиориты. Все разновидности, как и покровная фация, зеленокаменно изменены, обычно слабо рассланцованы и имеют сходный облик – серо-зеленые цвета и, как правило, переменное количество порфировидных выделений (плагноклаз, редко – пироксен и/или амфибол). Основная масса, в зависимости от степени раскристаллизации, варьирует от офитовой и габбровой до микролитовой. В единичных случаях субвулканические тела сложены пироксенитами. Одно из таких тел линзовидной формы и мощностью 20 м, локализованное в терригенных отложениях сугашской свиты, наблюдалось на правом берегу р. Черная Речка. Здесь осевая часть линзы сложена относительно лейкократовыми амфиболизированными габброноритами с заметным количеством плагноклаза (20–30 %), а краевые части тела практически бесплагноклазовые. Первичный пироксен почти полностью замещен хлоритом и актинолитом. Из акцессорных минералов в субвулканических породах наиболее часто фиксируются апатит, сфен и магнетит, реже – циркон и наложенный пирит.

В геофизических полях субвулканические образования не распознаются из-за малых размеров тел. Эффузивы в геофизических полях не отделяются от терригенной части сугашской свиты и соответствуют слабому положительному магнитному полю (50–200 нТл); на схеме гравитационных аномалий они не выделяются на фоне отрицательного поля интенсивностью от –120 до –140 мГал, общего для всего Кучерлинского блока.

Химический состав породной ассоциации комплекса характеризуется вариациями кремнекислотности в интервале 44–57 масс. %, преимущественно нормальной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,4\text{--}5,2$ масс. %) с почти постоянным натриевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в основном в пределах 0,05–0,4, редко – более 1) при низкой и умеренной калиевоности (рис. 9 а, б), свойственной производным толеитовой и известково-щелочной серий. Уровень магнезиальности ($\text{mg}'=100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) изменяется в основном от 50 до 65 и отражает заметную дифференцированность базитовых расплавов. В этом отношении высокомагнезиальные пироксениты ($\text{MgO} = 24,7$ масс. %; $\text{mg}'=83$), вероятно, наиболее близки к составу первичной выплавки. В целом для базитов комплекса характерны умеренная глиноземистость, невысокие титанистость и фосфористость (табл. 2, прил. 14). По редкоземельным спектрам устанавливается общая обогащенность пород комплекса несовместимыми элементами относительно уровня примитивной мантии, при этом отчетливо проявлен Nb–Ta-минимум. Для редких земель характерны их невысокие концентрации ($\Sigma\text{REE} = 46\text{--}110$ г/т, в пироксенитах – 28 г/т) и почти горизонтальные сглаженные графики распределения ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=1,0\text{--}2,7$) со слабовыраженной отрицательной Eu аномалией (рис. 9 в, г). По петрогеохимическим параметрам сугашские вулканы сопоставляются с базитами надсубдукционных обстановок (рис. 9 в, г), а в целом по вещественному составу комплекс может быть отнесен к проявлениям андезит-базальтовой формации.

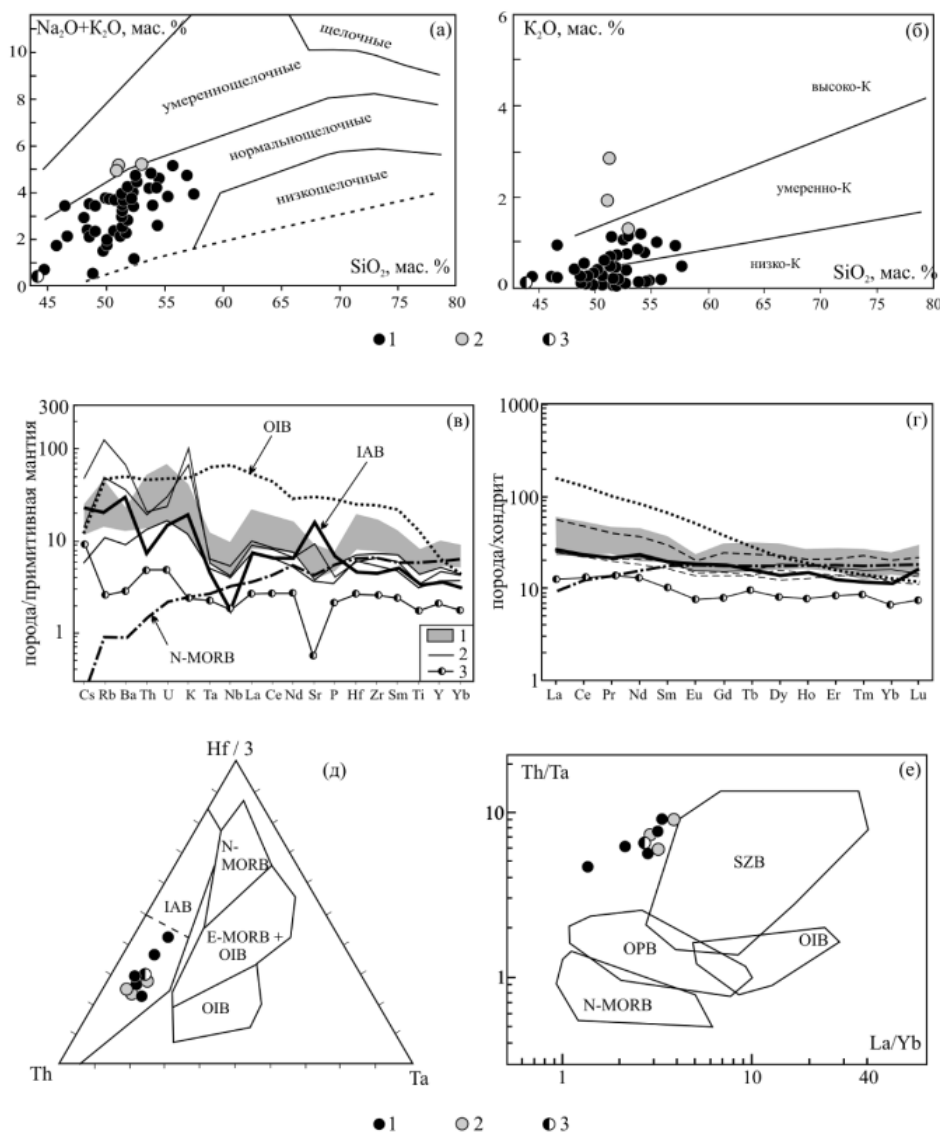
Таблица 2

Химический состав пород сугашского вулканического комплекса (в масс. %)

	эффузивные	субвулканические	
	базальты и андезибазальты (n=44)	долериты и габбродиорит-порфиры (n=3)	пироксениты (n=1)
SiO ₂	<u>51,19</u> 44,64–56,90	<u>51,57</u> 50,09–51,80	44,80
TiO ₂	<u>1,18</u> 0,41–2,12	<u>0,95</u> 0,73–1,17	0,49
Al ₂ O ₃	<u>15,40</u> 13,08–18,09	<u>16,83</u> 16,70–17,00	7,31
Fe ₂ O ₃	<u>3,84</u> 1,01–6,17	<u>3,94</u> 3,74–4,13	3,39
FeO	<u>7,17</u> 4,71–13,68	<u>4,06</u> 4,00–4,13	5,99
MnO	<u>0,18</u> 0,10–0,32	<u>0,14</u> 0,12–0,16	0,13
MgO	<u>6,50</u> 3,10–11,45	<u>6,83</u> 4,76–8,65	24,7
CaO	<u>8,39</u> 3,10–11,87	<u>7,69</u> 7,51–7,98	5,25

	эффузивные	субвулканические	
	базальты и андезибазальты (n=44)	долериты и габбродиорит-порфириды (n=3)	пироксениты (n=1)
Na ₂ O	$\frac{2,72}{0,42-5,06}$	$\frac{3,06}{2,19-4,01}$	0,27
K ₂ O	$\frac{0,42}{0,05-1,23}$	$\frac{2,07}{1,21-3,01}$	0,11
P ₂ O ₅	$\frac{0,16}{0,06-0,50}$	$\frac{0,12}{0,09-0,14}$	0,07
п.п.п.	$\frac{3,11}{1,59-7,14}$	$\frac{2,46}{1,91-2,94}$	6,49

Примечание. В числителе – среднее арифметическое, в знаменателе – пределы колебаний. Кроме авторских использованы анализы из отчета [167].



1 – покровная фация: базальты, андезибазальт, андезит; 2–3 – субвулканическая фация: 2 – долериты, габбродиорит-порфирит, 3 – пироксенит.

На спайдерграммах (v) и (r) средние составы примитивной мантии, хондрита, базальтов океанических островов (OIB) и срединно-океанических хребтов (N-MORB) – по Sun, McDonough [146]; средний состав базальтов островных дуг и активных континентальных окраин (IAB) – по Коваленко В. И. и др. [59]. Диаграмма (d) – по Wood [150], (e) – по Tomlinson, Condie [147]. Композиционные поля: N-MORB – нормальные и E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; IAB, SZB – островодужные базальты; OPB – океанические платобазальты. На диаграммах (a) и (b) кроме авторских использованы анализы из работы Зыбина В. А. [167].

Рис. 9. Содержания и соотношения петрогенных и редких элементов в породах сугашского вулканического комплекса.

Ранне–среднекембрийский возраст комплекса принят согласно изданной Госгеолкарте-1000 [34] и основывается на стратиграфическом положении сугашской свиты.

Полезных ископаемых, генетически или парагенетически связанных с сугашским комплексом, на изученной площади не выявлено. Покровные фации служат благоприятной средой для локализации золото-кварцевой малосульфидной и медной минерализации в ареалах развития гранитоидных интрузий.

Проблематика сугашского комплекса. Выделение сугашского вулканического комплекса как самостоятельного подразделения не выглядит ясным и однозначным.

Сомнения в его автономности и вулканической природе вызваны следующими обстоятельствами.

1. Практически все проявления комплекса, как покровной, так и субвулканической фаций, сосредоточены в полосе, вмещающей интрузивные массивы катандинского комплекса. В последних широко распространены габброиды, сами интрузивы сопровождаются дайково-жильной серией, включающей в том числе дериваты основного состава (долериты, габбро, микрогаббро). Ни в петрографическом, ни химическом отношениях они не обнаруживают каких-либо значимых отличий от пород сугашского комплекса (см. описание катандинского комплекса), при полевых наблюдениях определить принадлежность базитовых тел к тому или иному комплексу не представляется возможным.

2. Отсутствие пирокластических отложений в сугашской свите – весьма нехарактерное явление, если принимать во внимание, что вулканическая деятельность происходила, вероятнее всего, в островодужной (надсубдукционной) обстановке. Обычно в подобных условиях туфы в разрезах играют существенную роль.

3. Диагностика тех или иных базитовых проявлений именно как эффузивных не подкрепляется убедительными признаками. Петрографические (и тем более химические) особенности пород не могут являться критерием, поскольку криптозернистые (стекловатые) и порфировые структуры пород возможны и в закаленных эндоконтактах крупных интрузивных тел или в маломощных дайках и жилах. По-видимому, наиболее надежным при диагностике является характер контактов магматических тел с вмещающими породами: у интрузивных образований они повсеместно активные, у эффузивов верхний контакт пассивный. Наши наблюдения на некоторых спорных или сомнительных проявлениях «эффузивов» в сугашской свите однозначной трактовки не дают из-за недостаточной обнаженности контактов.

Исходя из вышеизложенного, не исключено, что все магматические образования, выделенные в сугашский вулканический комплекс, принадлежат девонскому катандинскому интрузивному комплексу.

РАННЕ–СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КОРГОНО-ЧУЛЫШМАНСКИЙ СЕГМЕНТ

КОРГОНО-ХОЛЗУНСКИЙ СЕКТОР

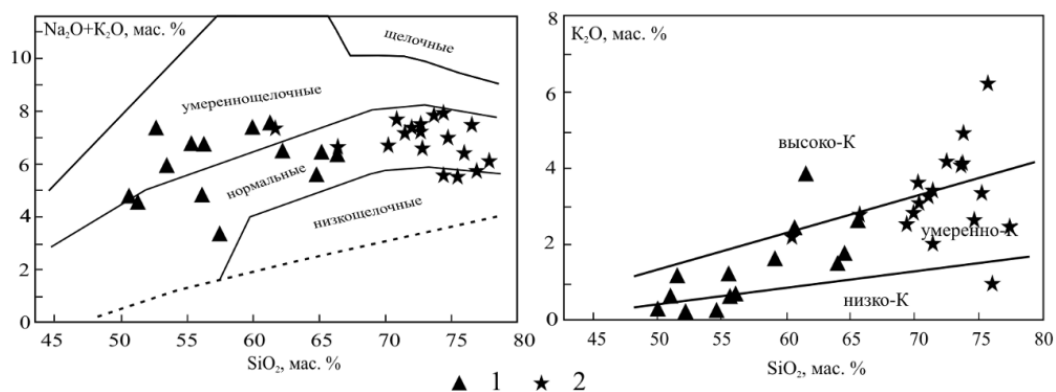
Ергольский базальт-андезитовый комплекс ($v\beta, \beta, \beta, \alpha\beta, \alpha, \delta, \pi D, er$) объединяет покровные вулканогенные породы ергольской свиты, а также дайки среднего и основного состава, распространенные в пределах Коргонского (бассейн р. Кокса, р. Абай, район г. Аксас) и Бирюксинского (бассейн р. Бирюкса) наложенных прогибов. В бассейне рек Абай и Кокса, на северном склоне хр. Камза, а также в районе г. Красная покровные фации комплекса представлены переслаивающимися потоками вишневого, вишнево-серых, реже зелено-серых, темно-серых андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов; базальтов, туфов среднего и смешанного составов. В верхней части разреза появляются более кислые разности – дациандезиты. Субвулканические образования ергольского комплекса на площади представлены дайками долеритов, лейкодолеритов, кварцевых долеритов, габбродолеритов, трахиандезибазальтов, диорит-порфиринов, андезибазальтов. Дайки субширотного и северо-западного направления, маломощные (3,5–5 м), с резкими, но часто извилистыми контактами. В экзоконтактах вмещающие породы ороговикованы, пронизаны кварцевыми прожилками, эпидотизированы.

В большинстве тектонических блоков и полях развития вулканогенных образований ергольского комплекса преобладают лавы, кроме района г. Красной, где их соотношение с пирокластическими образованиями примерно одинаковое. Внутренняя структура потоков и покровов неясна из-за неравномерной обнаженности и однородной текстуры вулканитов, не имеющих ясно выраженных горизонтов. Немногие замеры флюидалности на склонах г. Красная показывают северо-западную и северо-восточную ориентировки с преобладающими углами падения

35–40°, предположительно являются реликтами первичных залеганий на склоне вулкана. Крутые падения в 70–80° могут соответствовать фронтальным частям потоков [167].

Особенности проявления в физических полях покровных фаций ергольского комплекса описаны в главе «Стратиграфия»; субвулканические тела в физических полях не выделяются. Петрофизические свойства пород приведены в приложении 16. Петрографическая характеристика комплекса представлена в таблице 3.

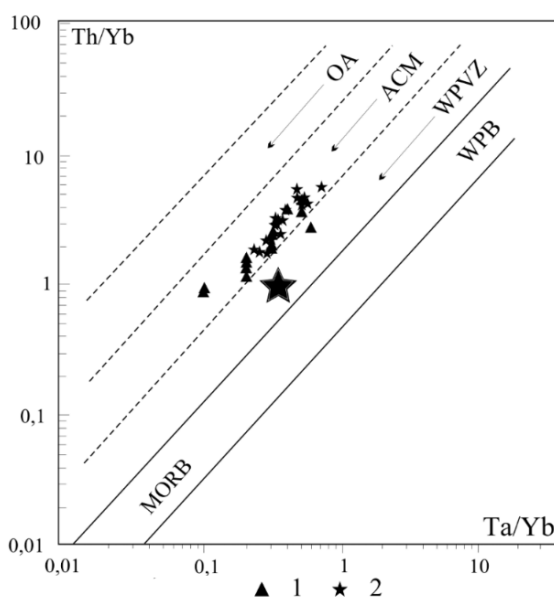
Петрохимически выделяются основные, средние и редкие кислые разности известково-щелочной серии, при преобладании средних. Породы нормально- и умереннощелочные (средние), низко- и умереннокалиевые (рис. 10). Андезитоиды и долериты натриевого типа, кислые разности К-Na типа щелочности; индекс Шенда (0,59–1,86) характеризует породы как имеющие метаглиноземистый и перглиноземистый состав; коэффициент агпаитности – 0,17–0,55; коэффициент окисления ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 1$ (56 %)) указывает на преимущественно континентальную обстановку образования пород, индекс Куно – 8–35 характеризуют дифференцированность комплекса; железистость варьирует от низкой до высокой ($\text{FeO}/\text{MgO} = 1,3–6,5$).



Классификационные диаграммы – по Петрографическому кодексу, 2009.
Комплексы: 1 – ергольский, 2 – коргонский

Рис. 10. Положение составов пород ергольского и коргонского комплексов на классификационных диаграммах.

Судя по дискриминационной диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 11), породы ергольского комплекса сформированы в обстановке активных континентальных окраин.



Комплексы: 1 – ергольский, 2 – коргонский
На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (по Gorton M., Schandl E. [138]) показаны композиционные поля: магматитов океанических дуг (OA), активных континентальных окраин (ACM), внутриплитных вулканических зон (WPVZ); базальтов внутриплитных обстановок (WPB) и срединно-океанических хребтов (MORB).

Рис. 11. Соотношения редких элементов в породах ергольского и коргонского комплексов.

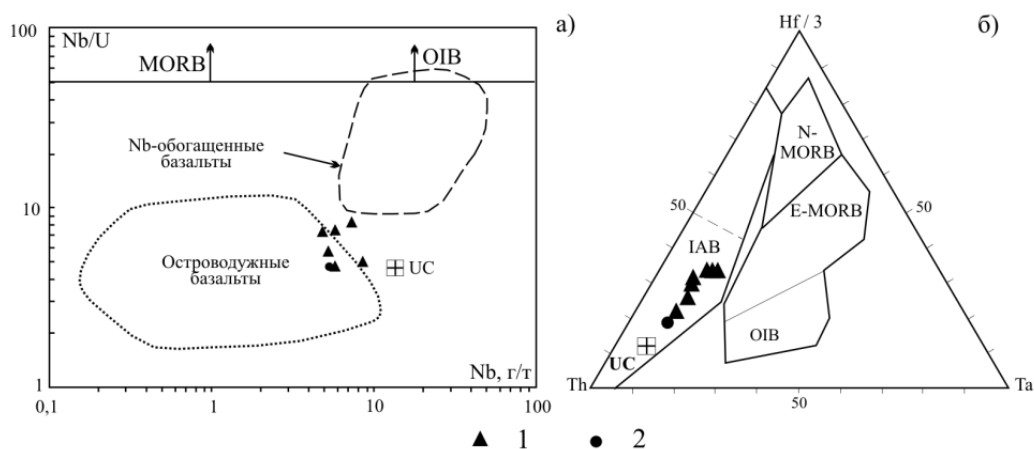
Петрографическая характеристика вулканогенных пород ергольского комплекса

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Эффузивные и субвулканические				
Андезиты	Вишневый, вишнево-серый, реже зелено-серый	Массивная, миндалекаменная, реже флюидальная, такситовая	Фенокристаллы – 10–50 %: плагиоклаз ((0,2×0,1)–(1,8×1,2) мм) – андезин № 35–40; альбит (деанортитизированный); опацифицированная роговая обманка (0,5–0,9×0,05–0,6 мм), клинопироксен часто афировые	Интерсертальная, микролитовая, редко гиалопилитовая Лейсты и микролиты плагиоклаза, хлорит, лейкоксен, девитрифицированное стекло Миндалины (0,5 мм) кальцитовые, кварцевые, хлоритовые
Кластолавы трахиандезитов и андезитов	Серый	Неоднородная, брекчиевидная	Фенокристаллы – около 25 %: плагиоклаз ((0,3×0,2)–(1,7×0,7) мм) – до 20 %; темноцветный минерал ((0,6–0,85)–(0,2–0,35) мм) – до 5 % <i>Литокласты</i> – породы среднего состава, кислого состава фельзитовой структуры	Пилотакситовая, интерсертальная Микролиты плагиоклаза, хлорит, эпидот, цоизит, лейкоксен, девитрифицированное стекло
Трахиандезиты	Серо-зеленый	Миндалекаменная	Плагиоклаз (0,25–1,9 мм) – 35–40 %; темноцветный минерал (0,5–0,7 мм)	Гиалопилитовая Калишпат-хлоритовый, микролиты плагиоклаза Миндалины (0,2–2 мм) хлоритовые
Андезибазальты	Серо-зеленый, темно-зеленый	Миндалекаменная, неоднородная	Фенокристаллы – 40–50 %: плагиоклаз (0,15–2,1 мм) деанортитизированный (альбит) – 35–40 % объема породы; пироксен (0,5×0,3 мм) – пижонит (2V=30–35°), роговая обманка ((0,1×0,4)–(1,0×0,15) мм)	Микролитовая, гиалопилитовая Микролиты и лейсты плагиоклаза, хлоритизированное стекло, эпидот, лейкоксен, гематит Миндалины (до 30 %) карбонат-кварцевые, хлорит-халцедоновые; халцедоновые, карбонат-хлорит-кварцевые
Трахиандезибазальты	Вишнево-серый	Миндалекаменная	Фенокристаллы – 20 %: плагиоклаз деанортитизированный (до 1,1 мм)	Пилотакситовая Плагиоклаз – 60 %, гематит – 35 %, карбонат – 5 % Миндалины (до 1,2 мм) – 5 %, выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, эпидотом
Базальты и плагиобазальты	Серо-зеленый, темно-зеленый	Миндалекаменная, пятнистая	Плагиоклаз деанортитизированный ((0,5×0,2)–(1,5×0,8) мм) – около 3 %; пироксен (0,2–0,9 мм) – 5–15 %, замещен хлоритом; оливин?	Гиалоинтерсертальная, пилотакситовая Микролиты плагиоклаза, хлорит, кальцит (около 3–5 %), кварц (около 7 %), лейкоксен (7–10 %) Миндалины (до 25 %) выполнены хлоритом, халцедоном
Кластолава базальта	Серо-зеленый	Брекчиевая	Фенокристаллы – 25–30 %: плагиоклаз ((0,2–2,2)×(0,15–1,2) мм) сосюритизированный; пироксен ((0,15–0,55)×(0,05–0,17) мм) – до 3 %, замещен хлоритом <i>Литокласты</i> (около 2 мм) – диорит-порфириты	Пилотакситовая Микролиты плагиоклаза, лейкоксен (около 20–25 %), хлорит

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Дациандезиты	Вишневый, вишнево-серый, темно-серый	Флюидальная, миндалекаменная	Фенокристаллы – 5–7 %: плагиоклаз ((0,4×0,05)–(2,4×0,25) мм) серицитизирован	Пилотакситовая, фельзитовая, интерсертальная, микролитовая, гиалопилитовая Серицит-плагиоклаз-хлоритовый, кварц, лейкоксен Миндалины выполнены кремнистым и карбонатным материалом
Субвулканические				
Диорит-порфириды	Зеленовато-серый	Массивная	Соссюритизированный плагиоклаз	Лепидогранобластовая; Хлорит, эпидот, лейкоксен
Долериты	Серо-зеленый, темно-зеленый	Массивная	Плагиоклаз ((0,12×0,03)–(1,2×0,2) мм) – около 50 %, соссюритизирован; роговая обманка ((0,15×0,05)–(0,4×0,08) мм) – около 25 %, авгит (до 1 мм) – около 17 % хлоритизированный; кварц – около 5 %	Пойкилоофитовая, офитовая, микро-, мелкозернистая
Кварцевые долериты	Серо-зеленый	Массивная	Порфировидные выделения – около 10 % Пироксен (до 0,9×0,3 мм) замещен хлоритом, лейкоксеном, эпидотом	Субофитовая, гипидиоморфнозернистая, пойкилоофитовая Плагиоклаз (0,2–0,4 мм) соссюритизирован; хлорит, лейкоксен, кварц (0,05–0,6 мм) – около 7 %
Пирокластические				
Туфы среднего состава	Серый	Обломочная, сланцеватая	<i>Литокласты</i> – андезитойды, девитрифицированное стекло <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз, опацицитизированная роговая обманка	Кристаллолитокластическая, литокристаллокластическая, псаммитовая <i>Матрикс</i> полевошпат-хлоритовый
Туфы смешанного состава	Темно-серый, зелено-серый	Обломочная, полосчатая	Кластический материал (0,1–0,6 мм) – до 60 % <i>Литокласты</i> – андезиты, базальты, дациты, риолиты, гиалобазальты, пепловые туфы среднего состава, кварц-гематитовые породы <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз, темноцветный минерал, редко – кварц	Витрокристаллолитокластическая, кристаллолитокластическая, литокристаллокластическая, псефитовая, псаммитовая <i>Матрикс</i> серицит-хлоритовый, серицит-кварцевый

Акцессорные минералы: в *долеритах* и *кварцевых долеритах* – магнетит, титаномагнетит; ильменит, апатит; в *андезитах*, *трахиандезитах* – магнетит, ильменит, сфен, апатит; в *дациандезитах* – гематит, сфен; в *диорит-порфиридах* – гематит, сфен, эпидот, апатит. Из вторичных изменений широко развита карбонатизация, в меньшей степени – эпидотизация.

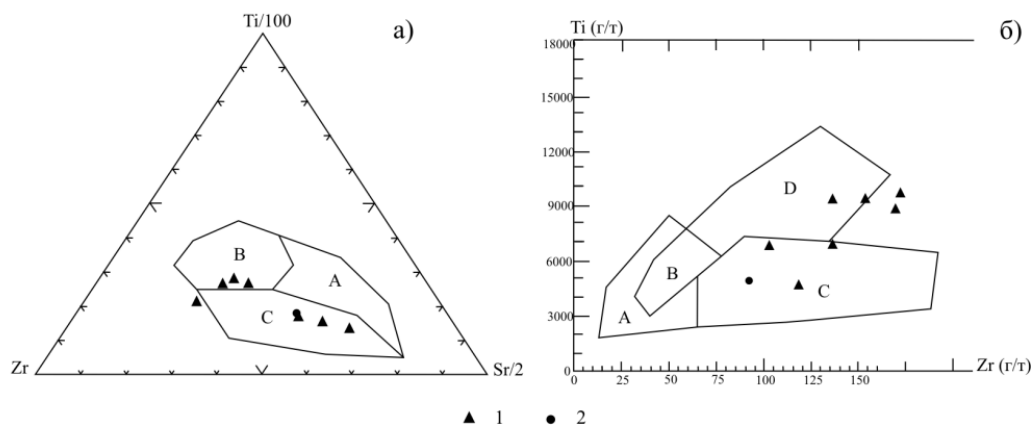
На дискриминационных диаграммах для пород основного состава (рис. 12) фигуративные точки андезибазальтов и долеритов локализованы в поле островодужных базальтов; на диаграмме $Zr-Ti/100-Sr/2$ (рис. 13 а) – андезибазальты в поле базальтов океанического дна, а долериты – в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг; на диаграмме $Ti-Zr$ (рис. 13 б) андезибазальты – в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг, долериты – в поле базальтов континентов и океанических островов.



1 – долериты и андезибазальты ергольского комплекса, 2 – андезибазальты онгудайского комплекса.

Диаграмма а) $Nb/U-Nb$ – приведена по Wang Q. [148], средний состав верхней континентальной коры (UC) – по Rudnick R.L., Gao S. [145]. Диаграмма б) $Th-Hf-Ta$ – по Wood D. [150]. Композиционные поля: N-MORB – нормальные и E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; IAB – островодужные базальты.

Рис. 12. Соотношения редких элементов в основных породах ергольского и онгудайского комплексов.



1 – долериты и андезибазальты ергольского комплекса, 2 – андезибазальты онгудайского комплекса.

Композиционные поля: А – толеиты вулканических дуг, В – базальты океанического дна, С – известково-щелочные базальты вулканических дуг, D – базальты континентов и океанических островов.

Рис. 13. Дискриминационные диаграммы для базальтов [141]: а) $Zr-Ti/100-Sr/2$, б) $Ti-Zr$.

На дискриминационных диаграммах для пород кислого состава $Rb-(Y+Nb)$ и $Ta-Yb$ (рис. 14 а, б) фигуративные точки дацандезитов и дацитов ергольского комплекса расположены в поле гранитов вулканических дуг; на диаграмме $FeO^*/MgO-(Zr+Nb+Ce+Y)$ – в поле гранитов S-, M-, I-типов (рис. 14 в).

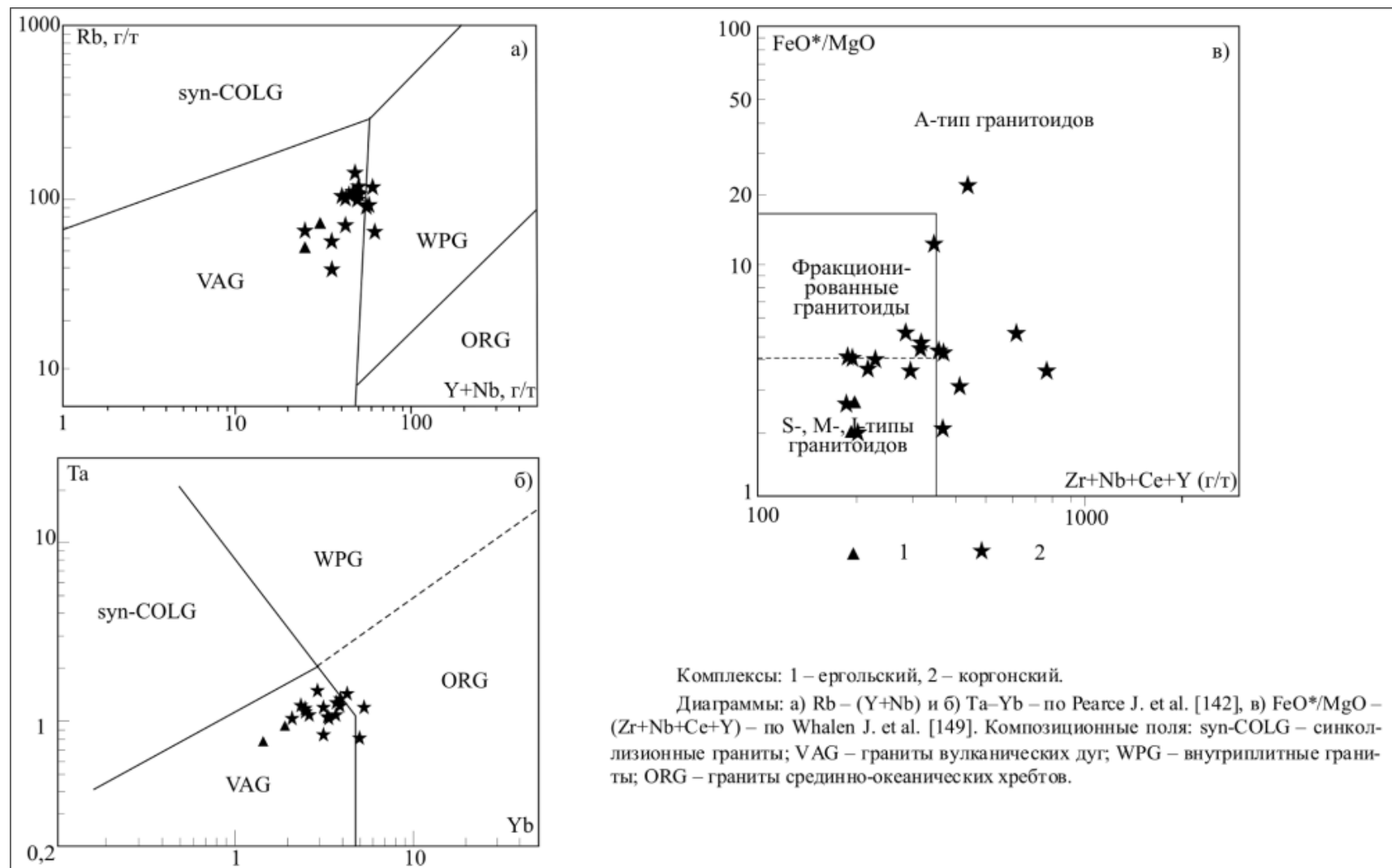


Рис. 14. Положение составов кремнекислых пород ергольского и коргонского комплексов на дискриминационных диаграммах.

На мультиэлементной диаграмме некогерентных элементов нормированных по примитивной мантии (рис. 15 а) в породах ергольского комплекса тренд распределения характеризуется хорошо выраженными как отрицательными (Cs, Ba, Ti, Y, Yb), так и положительными (Rb, U, Sr – для долеритов) аномалиями. На диаграмме распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту отмечается обогащение легкими (50–100 хондритовых норм) и в меньшей степени тяжелыми (5–25 норм) РЗЭ, с выраженной отрицательной Eu аномалией в кислых разностях (рис. 15 б). Основные породы ергольского комплекса характеризуются халькофильной специализацией с группой накопления (КК – 1,7–2,2): Pb, Sb, Au, Hg; при дефиците: Y, Sr, Ag, Ti. Средние разности также обогащены Sb, Au и Ag (2,8–3,5) при пониженных концентрациях литофильных (Ba, Be, Y, Yb, Sr) элементов и Hg.

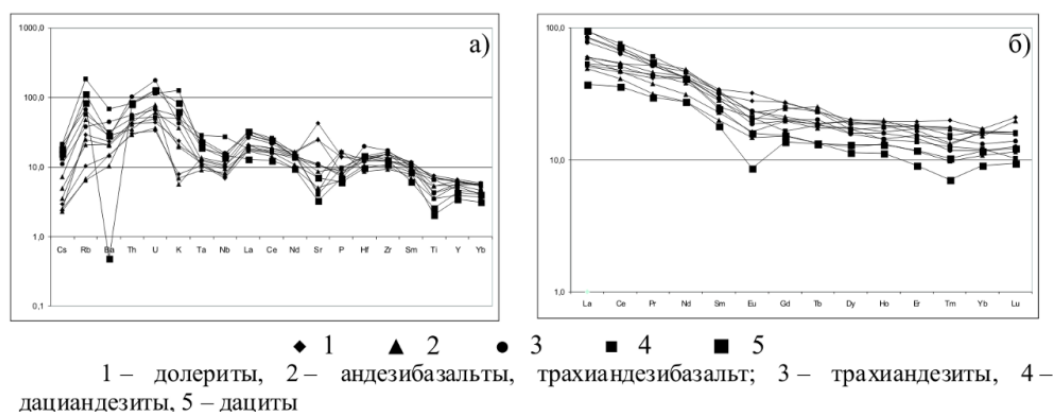


Рис. 15. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах ергольского комплекса.

По своему вещественному составу и геологическому положению породная ассоциация ергольского комплекса может быть отнесена к базальт-андезитовой формации обстановки активных континентальных окраин. Возраст комплекса устанавливается как раннедевонский, исходя из стратиграфического положения ергольской свиты (см. главу «Стратиграфия»).

В поле развития вулканогенных образований ергольского комплекса установлены редкие пункты минерализации медно-кварцевой жильной и золото-кварцевой малосульфидной формаций в зоне Чарышско-Терехтинского разлома.

Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс в изученном районе представлен интрузивами габбро-диорит-гранитоидного состава, развитыми в Холзуно-Чуйской (Холодно-Гольцовский, Кривоокольский, Большесугашский*, Мультинский, Бирюксинский, Акчанский массивы и мелкие тела) и Коргоно-Терехтинской (Тюдетский, Огневский, Кабанухинский, Красноярский, Власьевский, Саксабайский, Черемошкинский, Верхне-Уймонский, Кастахтинский, Терехтинский массивы и мелкие тела) структурно-формационных зонах. В целом комплекс представляет собой полнодифференцированную (от габбро через диоритоиды к гранитоидам) серию. На структурно-тектоническом плане в расположении массивов отчетливой закономерности не обнаруживается: большинство из них тяготеет к зонам Алтайского и Кучерлинского разломов, ряд мелких интрузивов локализован вблизи Кучерлинского и Чарышско-Терехтинского разломов.

На геофизических картах комплекс не контрастен и характеризуется различно дифференцированными знакопеременными полями, в которых изменение физических параметров не обнаруживает какой-либо закономерности относительно контуров и породного наполнения массивов: на карте аномального магнитного поля им соответствуют значения интенсивности ΔT_a в интервале –200–300 нТл, в гравитационном поле Δg меняется от –118 до –142 мГал.

Интрузивы комплекса прорывают образования с возрастным диапазоном от позднего докембрия до раннего–среднего девона (метаморфиты терехтинского комплекса, терригенные и вулканогенные отложения сугашской свиты, флишоиды катунской свиты, вулканогенно-осадочные отложения ергольской и коргонской свит). Границы массивов неровные, нередко апофизы различной мощности и протяженности. Тюдетский массив имеет близкую к изометричной форму с восточным ответвлением в виде Огневского массива; Мультинский, Кривоокольский и Большесугашский массивы вытянуты на восток-северо-восток и представляют собой, по-видимому, пластино- или линзообразные тела. Бирюксинский и Холодно-Гольцовский массив отли-

* Холодно-Гольцовский и Большесугашский массивы на смежной с юга площади объединяются в единый плутон.

чаются сложной конфигурацией и удлинены в широтном направлении. Вмещающие породы в контактовых ореолах ороговикованы (до кордиерит-кварц-полевошпат-биотитовых роговиков), часто отмечается окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, амфиболизация, реже – скарнирование и калишпатизация. Ширина контактовых ореолов обычно не превышает первых сотен метров. Наиболее интенсивное и максимальное по масштабам ороговикование зафиксировано между Кривоокольным, Большесугашским и Холодно-Гольцовским массивами, где ширина полосы измененных вмещающих пород катунской свиты достигает 2–3 км, и у западного контакта Тюдетского массива – до 700–800 м.

Комплекс сформирован в гомодромной последовательности тремя фазами внедрения: *первая фаза* – габбро роговообманковые, габбронориты, габбродиориты, диориты биотит-роговообманковые ($v, v\delta; \delta D_{1-2}kt_1$); *вторая фаза* – кварцевые диориты и гранодиориты биотит-роговообманковые ($q\delta; \gamma\delta D_{1-2}kt_2$); *третья фаза* – граниты и лейкограниты биотитовые и двуслюдяные, плагиограниты, лейкоплагиограниты, умереннощелочные граниты ($\gamma, l\gamma, l\gamma; \epsilon\gamma D_{1-2}kt_3$). *Дайково-жилевая серия* представлена долеритами, габбродолеритами, габбродиорит-, диорит-, монцодиорит-, кварцевыми диорит-порфирами, гранодиорит-, гранит-, лейкоплагиогранит-, лейкогранит-порфирами, микрогранитами, микроплагиогранитами, включая умереннощелочные разновидности ($v\beta, \beta, v\delta\pi, \delta\pi, \mu\pi, q\delta\pi; \gamma\delta\pi, \pi\gamma, \gamma\pi, \pi\gamma, \epsilon\gamma\pi, l\gamma\pi, l\gamma\pi D_{1-2}kt$).

Породы *первой фазы* (составляют около 40 % общей площади выходов комплекса) выполняют преобладающую часть Огневского и половину Тюдетского массивов, менее развиты в Бирюксинском, слагают Кабанухинский и Саксабайский интрузивы, северную часть Большесугашского массива, почти полностью Кривоокольский интрузив, фрагменты Мультинского массива. В латеральном срезе фазы доминируют диоритоиды, связанные с габброидами фациальными переходами. В размещении породных разновидностей в рамках фазы закономерности не наблюдается. Габброиды представлены амфиболовыми габбро и редко встречающимися габброноритами – зеленовато-серыми до темно-серых, обычно мелко-среднезернистыми, реже – крупнозернистыми и порфировидными (с фенокристаллами плагиоклаза) породами с габбровой, офитовой, пойкилоофитовой микроструктурами. Иногда отмечаются пегматоидные обособления с величиной кристаллов до 5–6 см. Главные минералы и их количественные вариации: плагиоклаз – 30–70 %, клино(авгит)- и ортопироксен (гиперстен) – 5–50 %, буро-зеленая роговая обманка – 5–40 %, магнетит – до 5 %. Все главные минералы в разной степени (до полных псевдоморфоз) замещены вторичными минералами: альбитом, цоизитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, биотитом, серпентином, карбонатом, пренитом. Изредка в интерстициях присутствуют кварц-калишпатовые выделения (до 3 %). Из акцессорных минералов отмечаются апатит, ильменит, пирит, циркон, сфен, рутил. В числе диоритоидов по распространенности несколько преобладают собственно диориты, при подчиненной роли габбродиоритов. Обе разновидности внешне сходны между собой (преимущественно светло-зеленовато-серая окраска, мелко-среднезернистая, нередко порфировидная, структура) и различаются по химизму и количественному соотношению главных минералов: плагиоклаз – 20–60 %, роговая обманка – 20–50 %, клинопироксен – 5–20 %, биотит – 0–15 %, кварц – 1–5 %. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит.

Породы *второй фазы* (20 %) распространены в Бирюксинском, Тюдетском и Огневском массивах, полностью выполняют Черемошкинский интрузив и мелкий сателлит Красноярского массива, слагают центральную часть Большесугашского массива, выполняют более половины Холодно-Гольцовского массива и фрагменты Акчанского; в мелких останцах зафиксированы в Верхне-Уймонском массиве, отдельные мелкие тела закартированы в верховье р. Бол. Сугаш и близ устья р. Мульта. Кварцевые диориты – серые и зеленовато-серые чаще мелко- и среднезернистые, реже – крупнозернистые, местами порфировидные с более крупными выделениями плагиоклаза. Породы сложены плагиоклазом (40–60 %), роговой обманкой (20–40 %), биотитом (до 10 %); почти постоянно присутствует кварц (до 10 %), иногда фиксируются клинопироксен (до 5 %) и калишпат (до 5 %). Вторичные минералы – эпидот, хлорит, карбонат, лейкоксен, серицит, актинолит, лимонит; из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен. Гранодиориты – серые и светло-серые, обычно мелко- до среднезернистых, часто – порфировидные. В минеральном составе преобладает серицитизированный плагиоклаз (50–60 %), в подчиненном количестве кварц (до 30 %), хлоритизированные и эпидотизированные роговая обманка (до 15 %) и биотит (до 20 %), альбитизированный калишпат (до 15 %).

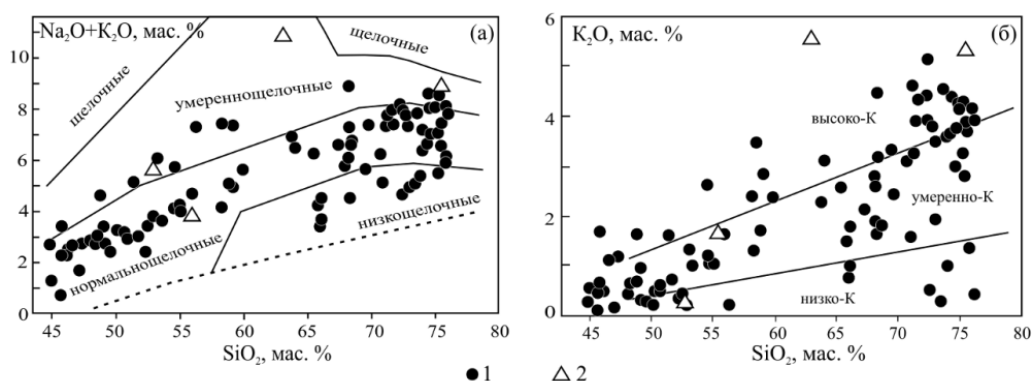
Гранитоиды *третьей фазы* (40 %) широко распространены в Бирюксинском, Холодно-Гольцовском, Мультином и Тюдетском массивах, полностью выполняют Красноярский, Власевский, Верхне-Уймонский, Кастахтинский, Терехтинский интрузивы и мелкие тела по рр. Бельенькая, Мал. Красноярка и Кайтанак, в окрестности пос. Саксабай. Граниты, лейкограниты, плагиограниты и лейкоплагиограниты, лейкограниты и умереннощелочные граниты – от свет-

ло-серых до розовато-серых, разномзернистые, часто порфировидные породы, различаются между собой, главным образом, количественными соотношениями главных минералов: кварц – 30–50 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 25–60 %, микропертит – 0–20 %, биотит – 3–10 %, мусковит – 0–8 %. Биотит и плагиоклаз в разной степени изменены вторичными хлоритом, эпидотом, цоизитом, лейкоксеном, лимонитом. Из акцессорных минералов в гранитоидах минералогическим анализом установлены циркон, апатит, сфен, пирит, анатаз, рутил, магнетит, пироксен. Постмагматические изменения гранитоидов отмечаются довольно часто и в основном выражаются в окварцевании и грейзенизации, реже – альбитизации и калишпатизации. Грейзенизация иногда достигает полной переработки исходной породы и образования кварц-турмалин-мусковитовых грейзенов (Холодно-Гольцовский массив) с рудными минералами (халькопирит, молибденит).

Лейкограниты большей частью развиты в Бирюксинском массиве, занимая около 70 % его площади, в подчиненном объеме представлены в Красноярском, Тюдетском и Огневском массивах, выполняют несколько мелких интрузивов в обрамлении крупных массивов. По сравнению с гранитами третьей фазы доля умереннощелочных разновидностей здесь заметно ниже (не более 30 %), в минеральном составе характерно невысокое содержание цветных минералов (сумма биотит+мусковит обычно не превышает 5 %).

Дайковые и жильные образования комплекса сосредоточены в основном вблизи и внутри крупных тел. Их наибольшая концентрация наблюдается между Тюдетским и Бирюксинским массивами, а также в полосе, вмещающей Большесугашский, Кривоокольный и Мультинский массивы. Мощности даек и жил варьируют от десятков сантиметров до первых десятков метров, простираение тел разнообразное. По составу, от долеритов и габбродолеритов до лейкоплагиогранитов, они отражают весь спектр породных разновидностей интрузивных фаз комплекса и петрографически сходны с ними. В большинстве случаев дайковые и жильные породы имеют порфировидную структуру, мелкозернистую в основной массе.

В химическом отношении породы комплекса характеризуются в основном как нормальнощелочные (70 %), меньшая часть (около 15 %) относится к умереннощелочным, при этом последние проявлены во всех породных группах от габбро до лейкогранитов (рис. 16). В ряду кремнекислотности наименьшее количество составов фиксируется в интервале $\text{SiO}_2 = 60\text{--}65$ масс. %, что придает породной ассоциации в целом бимодальный характер. Также во всех породных группах отмечается присутствие высококалиевых разновидностей (резко преобладают среди гранитов и лейкогранитов) при широко варьирующих отношениях $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: в габбро – 0,1–1,3; в габбродиоритах, диоритах и кварцевых диоритах – 0,1–2,3; в гранодиоритах – 0,3–1,9; в гранитах, лейкогранитах и плагиогранитах – 0,1–2,0. Для габброидов первой фазы характерны низкая до умеренной титанистость ($\text{TiO}_2 = 0,2\text{--}1,5$ масс. %), умеренная глиноземистость ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}18$ масс. %), повышенная магнезиальность (mg' чаще в интервале 60–70), низкие известковистость ($\text{CaO} = 7\text{--}10$ масс. %) и фосфористость ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03\text{--}0,22$ масс. %).



Комплексы: 1 – катандинский, 2 – топольнинский.

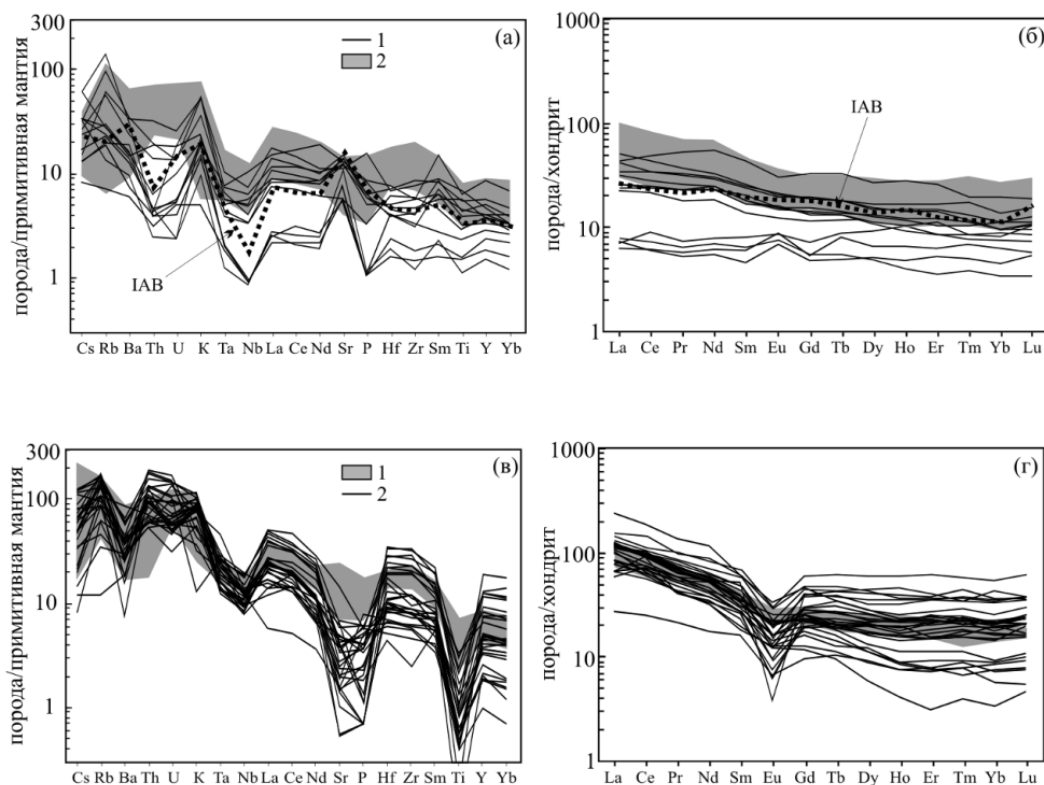
По катандинскому комплексу кроме авторских использованы анализы В. А. Зыбина [167].

Рис. 16. Положение составов пород катандинского и топольнинского комплексов на классификационных диаграммах.

В диоритоидах относительно габброидов происходит закономерное снижение содержаний феррических компонентов (Fe, Mg, Ca) на фоне слабого возрастания общей щелочности и фосфористости, при этом концентрации Al и Ti остаются на том же уровне. Гранитоиды второй и третьей фаз преимущественно высокоглиноземистые (индекс Шенда в гранодиоритах – 0,76–1,36; гранитах и лейкогранитах – 0,98–1,37), низко- и умеренножелезистые (как правило,

$\text{FeO}^*/\text{MgO} < 20$); величина коэффициента агпаитности изменяется от 0,35 (в гранодиоритах) до 0,87 (в лейкогранитах).

Типичными признаками породной ассоциации комплекса являются обогащенность крупноионными элементами относительно высокозарядных и явные Ta-Nb-Ti-минимумы в спектрах распределения несовместимых элементов (рис. 17), для гранитоидов также характерны относительная обедненность Ba, Sr и P. Габброидам свойственны горизонтальные и слабонаклонные пологие графики распределения редких земель (рис. 17): величина $(\text{La}/\text{Yb})_N$ изменяется в пределах 0,9–5, суммарное содержание РЗЭ – 16–105 г/т. В диоритоидах спектры более дифференцированы ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4–10$) и повышена сумма РЗЭ (52–147 г/т). У гранитоидов эти параметры составляют, соответственно: в гранодиоритах – 4–8 и 99–148 г/т; в гранитах и плагิโอгранитах – 3–24 и 94–275 г/т; в лейкогранитах и лейкоплагิโอгранитах – 2–19 и 43–215 г/т. В гранитоидах третьей фазы выражена отрицательная Eu аномалия.

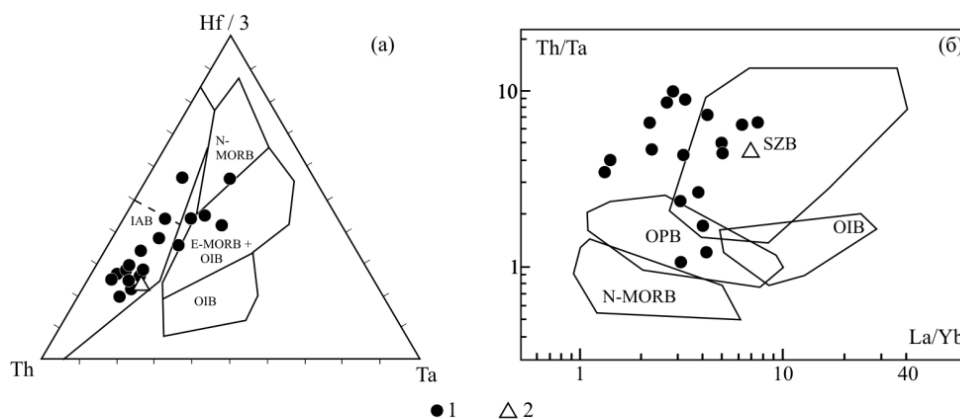


На спайдерграммах (а) и (б): 1–2 – габбро (1), габбродиориты и диориты (2) первой фазы. IAB – средний состав базальтов островных дуг и активных континентальных окраин (по В. И. Коваленко [59]). На спайдерграммах (в) и (г): 1 – кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы; 2 – гранитоиды третьей фазы.

Рис. 17. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах катандинского комплекса.

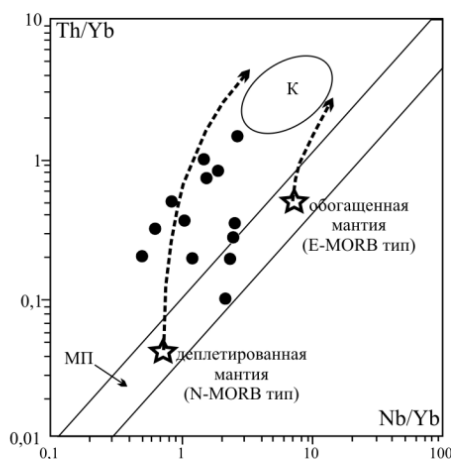
Габброиды первой фазы по петрогеохимическим признакам типизируются преимущественно как надсубдукционные: по характеру распределения и уровню содержаний несовместимых элементов на спайдерграммах они сопоставимы с базитами островных дуг и активных континентальных окраин. Вместе с тем, на дискриминационных диаграммах (рис. 18) часть составов смещается к полям внутриплитных базитов, что, вероятно, свидетельствует о вовлечении в плавление двух мантийных протолитов – деплетированного и слабообогатщенного: на диаграмме $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ (рис. 19) наиболее примитивные габбро из Тюдетского и Огневского массивов располагаются в поле мантийной последовательности между источниками N- и E-MORB-типов. Гранитоиды второй и третьей фаз почти в полной мере соответствуют надсубдукционным образованиям (рис. 20). На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ их составы распределены в основном в пределах поля M-S-I-гранитоидов.

Геохимической особенностью комплекса является обогащение (КК – 1,7–2,5) габброидов Be, Au, Hg при дефиците литофильных (Zr, Y, P, Ba, Sr), сидерофильных (Cr, Ti) элементов и Ag. Диоритоиды также обеднены рядом литофильных элементов (Y, Be, Ba, Yb, Sr) и обогащены (КК – 2,5–5) Au и Sb. Гранитоиды отличаются пониженными концентрациями литофильных элементов (W, Be, Zr, P, Y, Li, Ba, Sr, Yb) и Ag при обогащении (КК – 2–12) сидерофильными элементами (Cr, Ni) и Au.



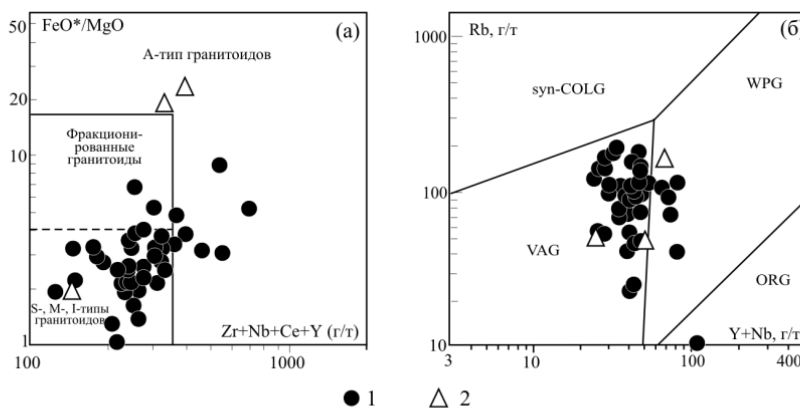
Комплексы: 1 – катандинский, 2 – топольнинский.
 Диаграмма (а) – по Wood [150], диаграмма (б) – по Tomlinson, Condie [147]. Композиционные поля: N-MORB – нормальные и E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; IAB, SZB – островодужные базальты; OPB – океанические платобазальты.

Рис. 18. Соотношения редких элементов в габбро и габбродиоритах катандинского и топольнинского комплексов.



Основа диаграммы – по Pearce J. A. [140]. МП – мантийная последовательность. Поле «К» – усредненный состав континентальной коры. Пунктирными стрелками показаны тренды AFC (одновременной контаминации и фракционной кристаллизации расплавов).

Рис. 19. Соотношения редких элементов в габбро катандинского комплекса.



Комплексы: 1 – катандинский, 2 – топольнинский.
 Диаграмма (а) – по Whalen et al. [149], диаграмма (б) – по Pearce et al. [142]. Композиционные поля: syn-COLG – синколлизонные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты срединно-океанических хребтов.

Рис. 20. Соотношения петрогенных и редких элементов в гранитоидах катандинского и топольнинского комплексов.

По сумме геологических и вещественных признаков породная ассоциация комплекса может быть отнесена к проявлениям габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Согласно серийной легенде, обновленной в процессе создания Госгеолкарты-1000/3 [34], возраст катандинского комплекса определяется как ранне-среднедевонский. Вместе с тем, последние геохронологические исследования [14, 137] и полученные при ГДП-200 радиологические (SHRIMP-II) определения указывают на возможное более раннее формирование комплекса – в раннем девоне (или на границе силур–девон) (табл. 4). По-видимому, для окончательного выяснения вопроса о возрасте катандинского комплекса необходимо проведение дополнительных исследований с датированием разными изотопными методами (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd).

Таблица 4

Результаты U-Pb-изотопного датирования пород катандинского комплекса

№ пробы	Массив (название породы)	Результаты U-Pb изотопного датирования, млн лет		Возраст по результатам датирования
		Авторские	по [14, 137]	
4113	Кривоокольский (габбро)	418,9±3,5 460,6±6,0		D ₁ O ₂
18	Катандинский (гранит)		417,1±10	D ₁
19	Мультинский (гранит)		470±18	O ₂
2160	Холодно-Гольцовский (гранит)	457,9±3,6		O ₃
2291	Бирюксинский (гранит)	418,7±2,5		D ₁
2096A	Бирюксинский (лейкогранит)	413±2,0		D ₁
5135	Тюдетский (габбро)	419,1±2,2		D ₁
3260	Тюдетский (гранит)	450,1±3,8		O ₃
15	Тюдетский (гранодиорит)		412±22	D ₁
14	Красноярский (гранит)		416,5±6,9	D ₁
17	Курундинский (гранит)		419,9±6,2	S ₂

С гранитоидами комплекса генетически и парагенетически связаны золото-кварцевая мало-сульфидная, медно-кварцевая жильная, золоторудная скарновая, вольфрам-молибденовая грейзеновая и золото-шеелит-кварцевая минерализация.

Коргонский грахиандезит-дацит-риолитовый комплекс ($\lambda; \delta\pi; \gamma\delta\pi, \zeta, \lambda\zeta, \rho\lambda, \gamma\pi D_{1-2} krg$) объединяет стратифицированные вулканогенные образования коргонской свиты и комагматичные субвулканические тела, а также дайки пород кислого состава, распространенные в пределах Коргонского и Бирюксинского наложенных прогибов и Абайской группы грабенов (бассейн рек Кокса и Красноярка). В составе вулканогенного разреза преобладают продукты наземных извержений, включая спекшиеся туфы, кластолавы и лавобрекчии риолитов и дацитов. Во всех прогибах над лавами преобладают кластиты псефитовых размерностей (кластолавы, туфы, лавобрекчии) – около 80 %. Лавобрекчии наиболее достоверно выделяются в риолитовых полях Абайского грабена.

Среди девонских отложений ергольской и коргонской свит развиты преимущественно субмеридионально ориентированные малые тела риолитов размерами от 0,03×0,09 м до 1,9×8,8 км. Крупные субвулканические тела в центральных частях раскристаллизованы до гранит-порфиров. Среди метаморфических образований терехтинского комплекса преобладают дайки, реже – линейно-вытянутые тела в районе Абайского грабена.

Жерловые фации риолитового состава распространены в Абайском грабене, меньше – в пределах вулcano-плутонической постройки г. Красная [167]. Жерловины имеют разнообразную форму в плане: округлую, эллипсовидную, неправильную изометричную и вытянутую. Размеры их от первых сотен метров и до 3 км в поперечнике. Непосредственно контакты жерловых тел с вмещающими породами не наблюдались, но именно к ним приурочены единичные замеры субвертикальной флюиальности. Описываемые тела сложены лавобрекчиями разнообразных структурно-текстурных комбинаций, а также в подчиненном количестве риолитами и дацитами.

Дайки риодацитов, риолитов, гранит-порфиров имеют преимущественно северо-западное направление (аз. прост. 300–330°), мощность 5–10 м, прослеженные на первые десятки метров. Экструзивные комагматы коргонских эффузивов с четкими контактами, представлены, в частности, розово-серыми порфировидными гранитами куполовидного штока г. Бурунда [167]. Коэффициент эксплозивности в среднем 38 %, в отдельных разрезах варьирует от полного отсутствия пирокластических разностей до 100 %. В междуречье Сарычмень–Кокса картируются лавовые потоки и жерловые фации – кластолавы, агломератовые туфы. Существенно туфогенные разрезы наблюдаются в ядерной части Бурундинской синклинали.

Термальное контактовое воздействие малых субвулканических интрузий незначительно, однако дополнительный привнос вещества в контактовые зоны делает его вполне ощутимым. Вмещающие породы часто эпидотизированы, хлоритизированы, частично мусковитизированы и обогащены гематитом.

В геофизических полях субвулканические тела не выделяются среди покровных фаций (см. главу «Стратиграфия»). На АФС риолиты Абайского грабена имеют кольцевые изолированные формы примерно одного размера (0,5–0,6 км) с центробежным рисунком водотоков, указывающих на центры излияний. Лесная растительность, развиваясь на склонах хребтов северных экспозиций подчеркивает общий ребристый рисунок рельефа в полях развития вулканогенных образований коргонского комплекса [167].

Петрографическая характеристика комплекса приведена в таблице 5.

Петрохимически выделяются кислые и редкие средние разности известково-щелочной серии. Породы нормальнощелочные, реже – низкощелочные; натриевого, реже К-На типа щелочности, умеренно- и высококалиевые; высокоглиноземистые (индекс Шенда – 1,1–2,1), коэффициент агпаитности – 0,38–0,64; железистость от низкой до высокой (FeO^*/MgO – 2,1–27,8); преобладающий коэффициент окисления ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ < 1) указывает на преимущественно морскую обстановку формирования пород.

Судя по дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 11) породы коргонского комплекса формировались в условиях активной континентальной окраины. На диаграммах Rb–(Y+Nb) и Ta–Yb (рис. 14 а, б) фигуративные точки вулканогенных образований коргонского комплекса локализуются в поле гранитов вулканических дуг. На диаграмме FeO^*/MgO –(Zr+Nb+Ce+Y) (рис. 14 в) составы пород комплекса расположены как в поле S-, M-, I-типы гранитов, так и фракционированных гранитов, единичные – в поле гранитов А-типа.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 21), нормированной по примитивной мантии, кислые породы характеризуются обогащением Rb, Th, U, K (≥ 100), спектр имеет четко выраженные отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr, P, Ti (до 1). На диаграмме распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, в породах коргонского комплекса отмечается обогащение легкими РЗЭ (50–100 хондритовых норм) плавно снижающееся при увеличении ионного радиуса элемента; при этом наблюдается субгоризонтальный тренд распределения на уровне 10–40 хондритовых норм тяжелых РЗЭ (рис. 21) и характерный неясно выраженный Eu минимум. Дациандезиты отличаются отсутствием Eu отрицательной аномалии.

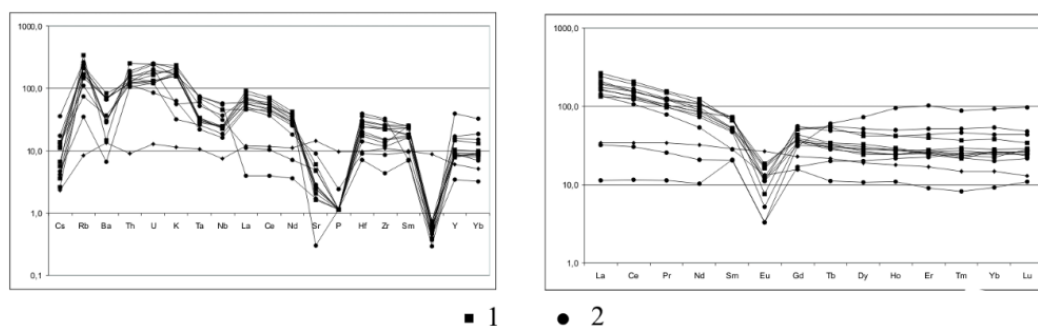


Рис. 21. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах коргонского комплекса.

Кислые вулканогенные образования коргонского комплекса характеризуются обогащением халькофильными (Sb, Au) и сидерофильными (Cr, Ni) элементами при дефиците большинства литофильных элементов и V. Кластерным и корреляционным анализами выделено несколько геохимических ассоциаций: (V–Co)–Ni (r – 0,59–0,80), (Mn–Zn)–Pb (r – 0,66), (Bi–Cu)–Ag (r – 0,98–1,00), Au–Hg (r – 0,77). Ассоциации халькофильных элементов могут быть связаны с гидротермальной деятельностью при формировании вулканогенных образований раннего–среднего девона. Туфы кислого состава также характеризуются накоплением Cr, Ni и Au при дефиците литофильных элементов, Pb, Hg, V. Пониженные концентрации литофильных элементов, типоморфных для кислых магматических образований, возможно, являются геохимической особенностью коргонского комплекса, обедненного этими элементами.

Породные ассоциации трахиандезит-дацит-риолитового коргонского комплекса совместно с базальт-андезитовой ассоциацией предшествующего ергольского комплекса, фиксируют типичные для активно-окраинно-континентальных геодинамических режимов цикличность и эволюцию вулканических процессов.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород коргонского комплекса

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Эффузивные и субвулканические				
Риолиты	Серый, бледно-коричневато-зеленый, розоватый, кремовый	Такситовая, реже – массивная	Фенокристаллы – 15–40 % (в олигофиновых – до 5 %): кварц (0,2–2 мм) – до 30 %, плагиоклаз (0,2–3 мм) – до 20 %, калишпат (0,005 до 0,02 мм) – до 35 %; роговая обманка (0,2–1,2 мм) – 20 %; опациitized биотит (до 1–2 %) – 0,15–1,2 мм	Скрытокристаллическая, фельзитовая, сферолитовая, микропйкилитовая, микрографическая, гранобластовая Кварц-полевошпатовый Сферолиты (0,1–2,5 мм)
Плагиориолиты	Светло-серый	Такситовая, массивная	Фенокристаллы – около 20 % (в олигофиновых – до 5 %): плагиоклаз ((0,3–1,2)×(0,3–0,5) мм), кварц (0,15–0,7 мм); роговая обманка ((0,4×0,2)–(1,5×1) мм)	Сферолитовая, фельзитовая, микропйкилитовая Кварц, плагиоклаз, хлорит Псевдосферолиты (0,5–0,7 мм) кварц-плагиоклазовые
Трахиролиты	Серый	Массивная	Фенокристаллы – 5 %: плагиоклаз (до 0,7×0,4 мм); роговая обманка (0,5×0,05 мм)	Микролитовая, аллотриоморфнозернистая Кварц-калишпат-альбитовый
Лавобрекчия риолита	Серый	Брекчиевидная	<i>Литокласты</i> (0,1–5 мм) – риолиты Фенокристаллы: плагиоклаз (0,15–1,7 мм), кварц – 0,4 мм	Микрогранобластовая, микрофельзитовая, микролитово-фельзитовая, сферолитовая Кварц, калишпат, серицит, плагиоклаз
Риодациты	От светло- и темно-серого	Флюидальная, массивная, сланцеватая	Фенокристаллы – 15–40 %: плагиоклаз (альбит, олигоклаз) – 0,2–3,2 мм; биотит (0,15–1,4 мм); роговая обманка (0,1–1 мм), замещенная цоизитом и эпидотом, либо хлоритом и лейкоксеном; кварц (0,4–2,4 мм); редко – калишпат (около 15 %)	Фельзитовая, микролитовая, сферолитовая Калишпат – до 35 %, кварц – до 30 %, плагиоклаз – до 20 %, серицит – до 15 %, биотит – единичные пластинки Сферолиты калишпат-плагиоклазовые (0,1–0,2 мм)
Кластолава кислого состава	От светло- и темно-серого	Брекчиевая	Обломки (0,3–2,1 мм) – 7–30 % <i>Литокласты</i> – эффузивы кислого состава, породы кварц-серицит-калишпатового состава <i>Кристаллокласты</i> – калиевый полевой шпат, роговая обманка ((0,07–0,35)×(0,02–0,4) мм), биотит (около 0,1 мм)	Микропйкилитовая Дацитовый (кварц, микролиты плагиоклаза, хлорит)
Дациты	Вишнево-серый, бледно-зеленый	Такситовая, полосчатая	Фенокристаллы – 10–50 %: плагиоклаз (1×0,6 мм), кварц, опациitized роговая обманка (2×0,015 мм), биотит афировые	Фельзитовая, крипнокристаллическая, интерсерральная, гиалопилитовая, микропйкилитовая, микрогранитовая, микрогранобластовая Кварц, плагиоклаз, калишпат
Плагиодациты	Серо-зеленый	Такситовая, миндалекаменная	Фенокристаллы – 10–15 %: плагиоклаз (до 0,3 мм); темно-цветный минерал опациitized	Пилотакситовая, аллотриоморфная Кварц-полевошпатовый Миндалины (до 0,5 мм) выполнены хлоритом, кварцем

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Субвулканические				
Гранит-порфиры	Розовато-серый	Массивная	Порфировидные выделения – до 50 %: плагиоклаз (до 1,8 мм) кварц (до 1,5 мм), темноцветный минерал опаци- зированный (до 0,9 мм), калишпат	Сферолитовая, микрофельзитовая Кварц-полевошпатовый, серицит, хлорит, карбонат, биотит Сферолиты калишпатовые (до 0,6 мм)
Пирокластические				
Туфы кислого со- става	Вишнево-серый	Обломочная	<i>Литокласты</i> – риолиты, дациты; полевошпатовые породы, лавобрекчии кислого состава <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз, кварц	Кристаллолитокластическая, кристаллокластиче- ская, от псефитовой до псаммитовой <i>Матрикс</i> – кремнисто-серицитовый, карбонатно- кремнистый, серицит-хлоритовый, тонкодисперс- ный гематит
Туфы риолитов спекшиеся (игним- бриты)	Вишнево-серый, темно-серый	Псевдофлюи- дальная	Кластический материал – до 50 % <i>Литокласты</i> (до 5 мм) – риолиты, редко – дациты <i>Кристаллокласты</i> (0,15–0,8 мм) – плагиоклаз, кварц	Псаммо-псефитовая, витрокристаллолитокластиче- ская <i>Матрикс</i> – девитрифицированное стекло
Туфы смешанного (риолит- трахитового) со- става	Вишнево-серый	Обломочная	Кластический материал (0,2–2,3 мм, до 7 мм) – 30–35 % <i>Литокласты</i> – риолиты, трахиты, трахидациты <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз (0,1–0,5 мм), сферолиты (0,2–0,8 мм)	Псаммо-псефитовая, псефопсаммитовая, кристалло- литокластическая <i>Матрикс</i> – микролепидогранобластовый серицит- кварцевый
Туфы смешанного (кислого и средне- го) состава	Темно-вишневый	Обломочная	<i>Литокласты</i> – риолиты, микрограниты, андезиты <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз, кварц и разложенный тем- ноцветный минерал	Кристаллолитокластическая, литокристаллокласти- ческая, псефопсаммитовая <i>Матрикс</i> – полевошпатовый

Акцессорные минералы в *риолитах*, *гранит-порфирах*, *риодацитах* – циркон, ильменит, рутил, анатаз, сфен, апатит, турмалин, цоизит и эпидот; пирит. Вторичные изменения представлены серицитизацией, карбонатизацией и окварцеванием.

Ранне-среднедевонский возраст коргонского комплекса определяется стратиграфическим положением коргонской свиты и включает вторую половину эмса и начало эйфельского века (см. главу «Стратиграфия»). Радиологическим датированием U-Pb методом (SHRIMP-II) определен возраст риолитов коргонского комплекса на уровне $412 \pm 2,0$ млн лет.

На территории листа М-45-ХІV с вулканогенными образованиями коргонского комплекса связаны единичные пункты минерализации меди и золота. На смежных площадях (лист М-45-ХІІІ) с вулканитами парагенетически связаны вулканогенно-осадочные месторождения и проявления железа и марганца. Признаков железо-марганцевого оруденения на изученной площади не установлено.

ДЕВОНСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

РУБЦОВСКО-ЛЕБЕДСКОЙ СЕГМЕНТ

АЙСКО-УРСУЛЬСКИЙ СЕКТОР

Онгудайский базальт-андезитовый комплекс (βD_2og) объединяет вулканогенные и пирокластические образования онгудайской свиты, а также коагматичные им дайки основного состава, ограниченно развитые в пределах Куратинского наложенного прогиба и в Ануйско-Чуйской СФЗ. Покровные фации комплекса представлены переслаивающимися потоками андезитов, андезибазальтов, базальтов, туфов среднего и смешанного состава. В верхней части разреза отмечаются покровы дациандезитов. Эффузивные образования комплекса распространены в бассейне р. Марчалугат, в верховьях р. Арченда. Дайки долеритов прорывают силурийские отложения в бассейне р. Маргала. Маломощные дайки долеритов, прослежены первые десятки метров; контактовые изменения вмещающих толщ не проявлены.

Особенности проявления в физических полях покровных фаций онгудайского комплекса описаны в главе «Стратиграфия»; дайки в физических полях не выделяются. Петрофизические свойства пород приведены в приложении 16. Петрографическая характеристика комплекса представлена в таблице 6.

Производные комплекса относятся к известково-щелочной умеренно- и низкокалиевой серии, характеризуются низкой титанистостью ($TiO_2 - 0,81-0,85\%$), нормальной и низкой щелочностью K-Na и Na типа (рис. 22). Преобладающими в онгудайском комплексе являются средние породы ($SiO_2 - 55,82-62,1$ масс. %). Им свойственны высокая глиноземистость ($al'=1,09-1,68$), апгаитность ($Ka - 0,18-0,33$), коэффициент окисления ($Fe_2O_3/FeO=0,52-3,48$) указывает как на континентальную, так и морскую обстановку образования пород. Уровень магнезиальности изменяется от умеренного до высокого ($MgO - 1,57-6,12$ масс. %; $mg'=28-57$). На дискриминационных диаграммах все составы располагаются в композиционных полях надсубдукционных магматических ассоциаций, при этом на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 23) они полностью соответствуют вулканитам активных континентальных окраин. На дискриминационных диаграммах для основных пород (рис. 12, 13) – в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг.

На спайдерграмме несовместимых элементов (рис. 24) характерным является обогащение LILE по сравнению с HFSE, положительная аномалия Rb, Ba, U, Th, K, La (40–100). Типичными для комплекса являются незначительные содержания Nb (менее 10 г/т) и невысокие значения отношения Sr/Y (10–18). Редкоземельные спектры пород комплекса сходны по уровню накопления элементов и слабо дифференцированы: концентрации тяжелых лантаноидов превышают хондритовые в 10–15 раз, легких – в 20–100 раз.

Основные и средние породы онгудайского комплекса характеризуются обогащением (KK – 2–7) Sb, Ag, Li, Co, Sc при дефиците (KK<0,5) большинства литофильных (P, Rb, Ba, Ta, Sr, Yb) и сидерофильных (Ti, Ni, Cr, Mn) элементов. Кислые породы отличаются накоплением (2,1–2,5) Au, Zn, Cr и пониженной концентрацией литофильных (Ba, Yb, Zr, P, Sr) элементов и Hg. Туфы среднего состава обеднены (KK<0,5) сидерофильными (Co, Ni, Cr, V, Ti), халькофильными (Cu, Zn, Hg) и литофильными (Yb, P) элементами при повышенных концентрациях Au, Sr, Ag. Туфы кислого состава напротив обогащены (KK>1,5) сидерофильными (Cr, Mn, Ni, Co) элементами и Zn; при дефиците литофильных (Sn, Ba, Y, Yb, Be, Zr, Li).

Состав и геологическое положение вулканогенных образований онгудайского комплекса позволяет относить данные образования к базальт-андезитовой формации.

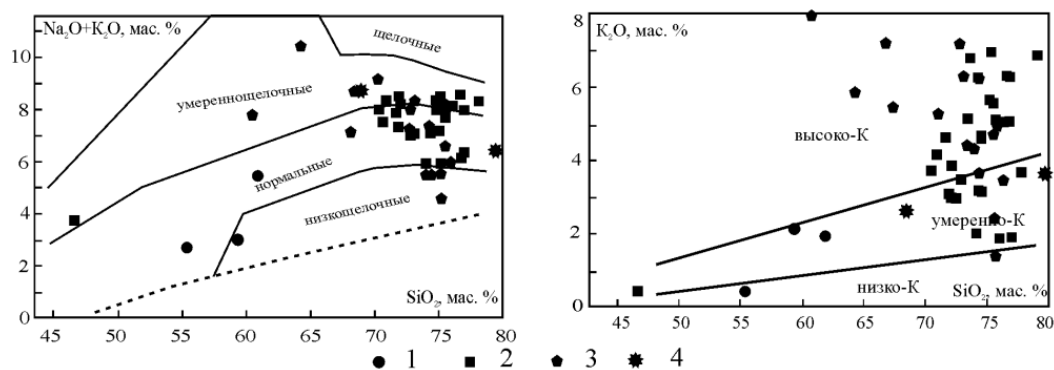
Возраст онгудайского комплекса определяется по стратиграфическому положению онгудайской свиты как эйфельский (см. главу «Стратиграфия»).

Таблица 6

Петрографическая характеристика вулканогенных пород онгудайского комплекса

Петрографические разновидности	Цвет	Текстура	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы, вторичные изменения)	Основная масса (структура, состав, вторичные изменения)
Эффузивные				
Базальты	Темно-серый с вишневым оттенком	Массивная, сланцеватая, миндалекаменная	Плагиноклаз деанортитизированный (№ 1–10) сосюритизированный – 10–15 % ± роговая обманка, замещенная агрегатом хлорита и лейкоксена – до 20 %	Интерсертальная, пилотакситовая Хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен Миндалины кварц-кальцитового состава
Андезибазальты	Темно-зеленый	Неоднородная миндалекаменная	Плагиноклаз (андезин), замещается серицитом, калишпатом, цоизитом (0,03–1,2 мм) + пироксен (авгит), замещенный актинолитом, хлоритом ((0,6×0,4)–(2,4×1,2) мм) – 30–40 %	Пилотакситовая, гиалопилитовая Микролиты плагиноклаза, хлорит, лейкоксен, эпидот, сфен Миндалины (0,1–1,5 мм) кварцевого, реже эпидот-хлоритового состава – до 5 %
Андезиты	Темно-зеленый с вишневыми пятнами	Массивная, пятнистая	Порфиновые вкрапленники – 40–50 % Плагиноклаз (андезин), замещается серицитом, эпидотом, цоизитом – 0,3–1,5 мм; клинопироксен, замещается хлоритом, эпидотом, лейкоксом, кальцитом – 0,2–0,35 мм; роговая обманка, замещается актинолитом, эпидотом – 0,2–1,5 мм	Гиалопилитовая, интерсертальная, микролепидогранобластовая Альбит, цоизит, серицит, лейкоксен, гематит, хлорит
Дациандезиты	Вишнево-зеленый	Неоднородная	Порфиновые вкрапленники (0,2–1 мм) – не менее 50 % Плагиноклаз (альбит-олигоклаз), замещается серицитом, карбонатом; роговая обманка, замещенная хлоритом, кальцитом, лейкоксом	Микропойкилитовая Сосюритизированный плагиноклаз, кварц, гематит
Субвулканические				
Долериты	Темно-зеленый	Массивная	Без порфировидных выделений <i>Матрикс</i> : плагиноклаз (0,3–1,2 мм) – 50 %, темноцветный минерал, замещенный актинолитом (до 1,5 мм) – 45 %, кварц – до 5 %	Пойкилоофитовая, офитовая, в сочетании с лепидогранобластовой Хлорит, эпидот, актинолит, редкий кварц
Пирокластические				
Туфы андезитов	Серый	Обломочная, сланцеватая	<i>Литокласты</i> – андезиты, замещены агрегатом альбита, хлорита и серицита ((0,3–4)×(0,05–1,5) мм) – около 25 % <i>Кристаллокласты</i> – плагиноклаз (0,2–1,5 мм) – 5–25 %	Кристаллолитокластическая, псефопсаммитовая <i>Матрикс</i> – микрогранолепидобластовый (хлорит, серицит, альбит)
Туфы дациандезитов	Серый, темно-серый	Сланцеватая	Обломки размерами 0,05–0,2 мм, единичные – 0,3–0,6 мм <i>Литокласты</i> – дациандезиты, замещенные хлорит-альбитовым агрегатом <i>Кристаллокласты</i> – плагиноклаз (15–20 %), кварц (до 3 %), ильменит (около 2–3 %)	Кристаллолитокластическая, псаммоалевритовая <i>Матрикс</i> – микролепидогранобластовый хлорит-альбитовый
Туфы смешанного состава	Серый, зелено-серый	Пятнистая, сланцеватая	<i>Литокласты</i> – дацииты (0,4–1,7 мм), риолиты (0,1–1,2 мм), андезиты и андезибазальты (0,4–2 мм) – 10–15 %, замещенные тремолитом, актинолитом <i>Кристаллокласты</i> – плагиноклаз, кварц (0,1–1 мм) – 15–20 %	Литокластическая, кристаллолитокластическая, псаммитовая <i>Матрикс</i> – микролепидогранобластовый хлорит-кварц-альбитовый с примесью серицита

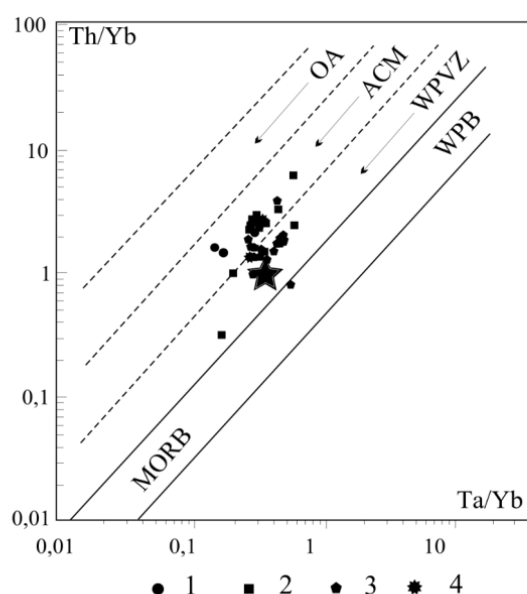
Акцессорные минералы: в *базитах* – магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, эпидот, рутил, гематит; в *андезитах* – апатит, циркон, рутил.



Классификационные диаграммы – по Петрографическому кодексу, 2009.

Комплексы: 1 – онгудайский, 2 – куратинский, 3 – куладинский; 4 – туэктинская свита

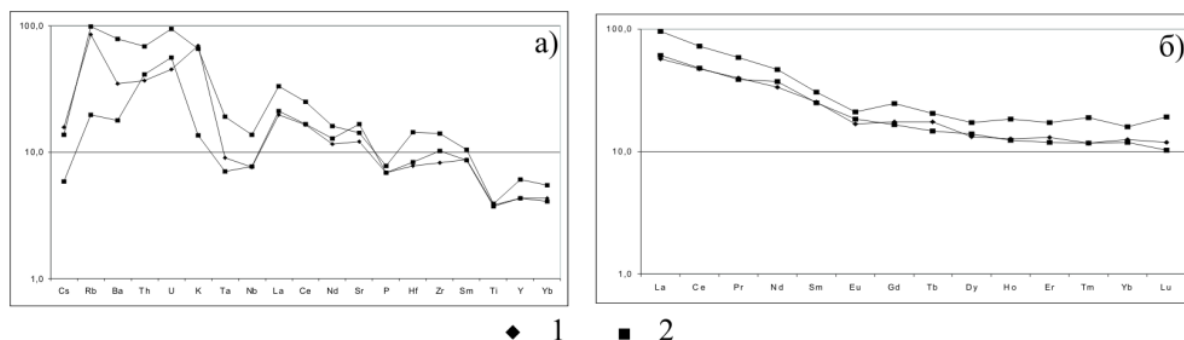
Рис. 22. Положение составов пород онгудайского, куратинского и куладинского комплексов на классификационных диаграммах.



Комплексы: 1 – онгудайский, 2 – куратинский, 3 – куладинский; 4 – туэктинская свита

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (по Gorton M., Schandl E. [138]) показаны композиционные поля: магматитов океанических дуг (OA), активных континентальных окраин (ACM), внутриплитных вулканических зон (WPVZ); базальтов внутриплитных обстановок (WPB) и срединно-океанических хребтов (MORB).

Рис. 23. Соотношения редких элементов в породах онгудайского, куратинского и куладинского комплексов.



1 – андезибазальт, 2 – андезиты

Рис. 24. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах онгудайского комплекса.

Полезных ископаемых, связанных с вулканогенными образованиями онгудайского комплекса, не установлено.

Курагинский дацит-риолитовый комплекс ($\lambda\zeta, \lambda, \gamma\pi; \tau\lambda; \zeta, \lambda\zeta, \lambda, \rho\lambda, \gamma\pi, \tau\lambda D_2kr$) объединяет вулканогенные и пирокластические породы курагинской свиты и комагматичные им субвулканические тела и дайки кислого состава, широко распространенные в пределах Курагинского наложенного прогиба (бассейны рек Каирлык, Черная и Бол. Теректа, Маргала, г. Яну).

На площади в составе комплекса присутствуют сероцветные, зеленоватые, желтоватые, буrowатые, полосчатые риолиты, риодациты, дациты, реже – трахириолиты, плагиориолиты, плагиодациты, трахидациты и андезиты; сероцветные, реже – желтоватые, розоватые, лиловые туфы кислых эффузивов, игнимбриты, реже – туфы андезитов и смешанного состава. Ведущее место среди субвулканических образований принадлежит порфировым риолитам и риодацитам, гранит-порфирам, реже встречаются микрограниты, сферолитовые риолиты. Основной объем вулканитов имеет нормальную щелочность, спорадически развиты высоконатриевые (плагиориолиты) и высококальциевые разновидности.

Субвулканические и экструзивные тела на АФС, как правило, характеризуются овальной, в различной степени удлинённой формой и светлым тоном фотоизображения. Внутренняя структура тел в связи с однообразием состава не дешифрируется, но в целом резко отличается от слоистой структуры вулканогенно-осадочных пород, обычно слагает положительные формы рельефа, даже среди существенно вулканогенных образований. Растительность, в связи с широким развитием грубообломочных осыпей, отсутствует или развита незначительно. Лавовые потоки в большинстве случаев трудноотличимы от субвулканических образований, характеризуются удлинённой формой и согласным залеганием с вмещающими образованиями [190].

Среди вулканогенных образований значительным распространением пользуются туфы риолитов, потоки кислых лав занимают подчиненное положение в разрезах. Коэффициент explosивности – 54–60 %, по отдельным разрезам варьирует в пределах 37–92 %. Потоки формируют значительные по объёму тела, обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с субвулканическими телами и образованиями прижерловых фаций. Чаще всего содержат то или иное количество обломков родственных пород, количество которых закономерно увеличивается по мере движения к краевым частям потоков. Глубоко эродированные потоки имеют однородное строение и не отличаются от образований субвулканической фации. Большинство потоков связано с подводными излияниями и характеризуется темно-серой, серой, зеленовато-серой окраской, более плотным сложением, миндалекаменной текстурой, интенсивной пиритизацией и пространственной связью с горизонтами осадочных пород. Продукты наземных излияний имеют незначительное распространение и приурочены, главным образом, к основанию разреза свиты, обнаруживая тесную связь с полями развития игнимбритов. В отличие от подводных излияний имеют светло-серую, слабо-буrowатую окраску, часто гематитизированы, в отдельных случаях (руч. Проездной) характеризуются широким развитием пузыристых, шаровых лав миндалекаменного строения. Миндалины выполнены опаловидным кварцем с многочисленными мелкими кристаллами прозрачного кварца в центральной части.

Шаровые лавы характеризуются однородным строением и состоят из тесно прижатых уплотненных шаров размерами от 1 до 30 см. «Шары» однородные сложены порфировыми риолитами, реже имеют зональную структуру за счет неравномерной перекристаллизации кварц-полевошпатового агрегата. Внутренняя часть в некоторых случаях выполнена опаловидным кварцем, реже – полосчатым халцедоном. Цементирующая масса риолитового состава. Образование шаровых лав в наземных условиях явление необычное, и, по мнению М. А. Фаворской (1963 г.), связано с формированием грязево-жидких пузырей и эмульсионных капель в процессе излияния [190].

Пирокластические породы широко распространены и представлены преимущественно пепловыми и псаммито-псефитовыми разновидностями. Грубообломочные (агломератовые) туфы имеют подчиненное значение и относятся к образованиям прижерловой фации. Пепловые туфы относятся к аллохтонной фации и формировались в морских условиях. Обычно это темно-серые, серые, реже – зеленовато-серые, буrowатые, в случае интенсивного окремнения – фельзитоподобные. Туфы, транспортировка которых осуществлялась воздушным путем – светло-серые, буrowатые, реже – зеленовато-серые, в отдельных горизонтах наблюдаются элементы спекания. В цементе совершенно отсутствует карбонатный материал. По мере приближения к питающим очагам степень окремнения и пиритизации туфов резко возрастает. В удаленных фациях они приближаются к туффитам смешанного состава. Некоторые разновидности псаммитовых туфов в случае их спекания не отличаются от образований эффузивной фации. Преобладающими среди пирокластических образований являются туфы риолитов, более щелочные трахириолитовые разновидности встречаются редко и не обладают какой-либо закономерностью в распределении как по латерали, так и по разрезу. Игнимбриты риолитов приурочены главным образом к основанию и верхней части курагинской свиты, образуют мощные «потоки», прослеживающиеся на

значительные расстояния.

Субвулканические образования широко распространены, при этом основная их масса приурочена к отложениям куратинской свиты и лишь отдельные глубокоэродированные субвулканические дайки встречены среди более древних отложений силура и нижнего девона. Форма и размеры субвулканических тел находятся в прямой зависимости от условий становления и характера вмещающей среды. Значительным распространением пользуются лакколитоподобные и межпластовые тела, приуроченные к осадочной части куратинской свиты. Среди вулканогенных отложений инертных к образованию плоскостей отслаивания развиты короткие, часто значительные по мощности, дайки и штокообразные тела [190].

Значительная часть субвулканических образований сосредоточена в южной части Куратинского прогиба. В бассейне р. Черная Теректа картируются субвулканические линейно-вытянутые тела северо-восточного простирания размерами $(2,3-2,5) \times (0,4-0,78)$ км, $0,79 \times 0,3$ км; тела субширотного $((1,2-1,5) \times (0,14-0,15))$ км и северо-западного простирания $((0,9-1,8) \times (0,15-0,4))$ км. Реже отмечаются изометричные тела размерами $(0,7-1,7) \times 0,6$ км. В северо-восточной части района отмечаются наиболее крупные субвулканические тела: риодацитов (Улютинский массив) размерами 8×3 км на площади листа (большая часть расположена на листе М-45-ХV) и трахириолитов (4×5 км). Кроме маломощных непротяженных даек, распространенных в Куратинском прогибе и в полях развития силурийских, раннедевонских отложений, в южной части прогиба развиты дайкообразные тела протяженностью $0,6-1,2$ км при мощности первые десятки метров. В северо-восточной части площади на г. Аккем картируются штокообразные тела размерами $(0,86-1,2) \times (0,4-0,6)$ км. На водоразделе рек Арченда–Маргала наблюдаются жерловые и субвулканические фации, осадочных отложений не отмечалось.

Субвулканические породы характеризуются более совершенной, но в тоже время различной, степенью раскристаллизации основной массы и порфировым обликом. Большинство интрузивных тел, в отличие от лав, имеют однородное строение и характеризуются отсутствием миндалекаменных и брекчиевых разностей. Элементы столчатой отдельности отмечаются преимущественно в маломощных межпластовых телах, внедрившихся в слабодиагенезированные осадочные породы [190]. В строении некоторых тел наблюдаются элементы внутренней зональности, обусловленной неравномерной раскристаллизацией различных частей тела. Центральные части большинства тел сложены гранит-порфирами, микрогранитами; по мере удаления от центра степень кристалличности уменьшается, породы переходят в риолиты эффузивного облика. Подобное строение не выдерживается по всему телу, чаще является фрагментарным и зависит от глубины эрозионного среза.

Эндоконтактовые изменения выражаются в незначительных структурно-текстурных преобразованиях. Контактные преобразования вмещающих пород в целом слабые и не выходят за пределы альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма. Контактное воздействие на вмещающие рассланцованные алевролиты и алевропелиты незначительное и выражается в образовании маломощной (первые сантиметры) зоны осветленных роговиков кварцитовидного облика. Наибольшим изменениям подвергаются осадочные породы в контакте с межпластовыми интрузиями, при этом мощность зон контактовых изменений достигает первых метров. Преобразование вулканогенных пород практически не проявляются и в большинстве случаев затушеваны процессами поствулканического метаморфизма. В междуречье рек Еловая–Таловая основная масса интрузивных тел, собственно субвулканической фации, приурочена к образованиям прижерловой фации. По составу преобладают риодациты, реже встречаются риолиты и гранит-порфиры. От вмещающих эффузивов отличаются однородным строением, рвущим характером контакта и в редких случаях элементами столчатой отдельности.

Особенности проявления покровных фаций в физических полях описаны в главе «Стратиграфия»; петрофизические свойства пород даны в приложении 16. Субвулканические риолиты отличаются повышенной радиоактивностью – $20-25$ мкР/ч [190]. Петрографическая характеристика пород приведена в таблице 7.

Среди пород комплекса преобладают кремнекислые производные (модальный интервал SiO_2 – $74-76$ масс. %) с вариацией по щелочности от нормально- до умереннощелочных (рис. 22) К-Na и натриевого типов, умеренно- и высококалиевые (рис. 22). Породам свойственны высокая и умеренная глиноземистость (индекс Шенда – $0,94-2,53$), варьирующая агпайтность ($\text{Ka} - 0,35-0,80$) и высокая железистость ($\text{FeO}^*/\text{MgO} - 1,7-11,5$) при степени окисления железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) – $0,09-0,78$, единичные – $1,06-2,07$.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород куратинского комплекса

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основной масса (структура, состав)
Эффузивные и субвулканические				
Риолиты, риодациты	Серый, розово-серый	Массивная, флюидальная, пятнистая, полосчатая	Фенокристаллы – 5–30 %: мезопертитовые сростки плагиоклаза (№ 1–8) и калишпата ((0,3×0,15)–(2×0,55) мм); кварц (0,4–2,2 мм) – 10 %; серицитизированный плагиоклаз (0,5–1,6 мм) – до 7 %; часто афировые	Микропойкилитовая, сферолитовая, фельзитовая, гиалопойкилитовая, микрогранофировая, микролитосферолитовая Серицит-калишпат-кварцевый, кварц-плагиоклазовый Псевдосферолиты (до 0,4 мм) кварц-полевошпатовые
Трахиреолиты	Серый, розовато-серый	Массивная, такситовая, флюидальная	Кварц (0,15–1,6 мм) – 10–50 %; калишпат (0,18–2,4 мм) – до 25 %; плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) размерами (1,5–1,7)×(0,3–0,45) мм – до 13 %; биотит (0,7×0,15 мм) – единичный	Сферолитовая, фельзитовая, микропойкилитовая, гранофировая Калишпат, кварц, плагиоклаз, серицит, биотит
Плагиориолиты	Серый	Массивная, сланцеватая	Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) размерами 0,3–1,8 мм – 5–20 %; кварц	Микрофельзитовая, микролитовая, микропойкилитовая Кварц, плагиоклаз, хлорит
Плагиодациты и дациты	Серый, темно-серый	Такситовая, флюидальная	Фенокристаллы – 20–25 %: плагиоклаз ((0,3–1,6)×(0,15–0,7) мм); темноцветный минерал	Фельзитовая, микролитовая, микропойкилитовая Кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит
Трахидацииты	Красновато-серый, оливково-серый	Массивная	Калиевый полевой шпат; плагиоклаз	Микролитовая, фельзитовая Калиевый полевой шпат, биотит (до 15 %)
Лавобрекчии кислого состава	Серый	Брекчиевая, флюидальная	Обломочный материал (0,5–3 мм) – 40–45 % <i>Литокласты</i> – риолиты, трахиреолиты <i>Кристаллокласты и порфировые вкрапленники</i> – плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), кварц, калиевый полевой шпат	Фельзитовая, сферолитовая Кварц-полевошпатовый с примесью биотита, серицита
Гранит-порфиры и микрограниты	Светло-серый, розово-серый	Массивная	Фенокристаллы – 5–50 %: плагиоклаз (№ 5–15) размерами (0,3×0,15)–(1,85×0,95) мм; калиевый полевой шпат в антипертитовых вросках	Микрографическая, микрогранитовая, сферолитовая, микропойкилитовая, микрогипидиоморфнозернистая Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц (около 30 %), биотит (около 5 %) Псевдосферолиты (0,2–0,4 мм) из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца
Кластолавы смешанного состава (кислого+среднего)	Серый, зеленовато-серый	Брекчиевая	Обломки кварц-полевошпатового и полевошпат-хлоритового состава, порфировые вкрапленники полевого шпата	Порфировая
Андезиты	Коричнево-серый, зеленовато-серый	Миндалекаменная, полосчатая	Плагиоклаз – 10–15 %	Гиалопилитовая, микролитовая Хлорит-полевошпатовая Миндалины (0,3–0,9 мм) – 5–10 %
Андезибазальты	Зеленовато-серый	Сланцеватая	Амфибол, плагиоклаз	Гранонематолепидобластовая Хлорит, эпидот, альбит

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основной масса (структура, состав)
Пирокластические				
Туфы кислого состава	От светло- до темно-серого	Обломочная, сланцеватая	<i>Литокласты</i> – трахириодациты (0,1–1,8 мм) – 30–70 %; риолиты (0,5–2 мм, до 6 мм) <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз (альбит)+калишпат (0,3–1,3 мм) – 7–10 %; кварц (0,3–2,2 мм) – 7–10 %	Лито-, кристаллолито-, кристалло-, литокристаллокластическая; псефопсаммитовая, псаммитовая, псаммоалевритовая; <i>матрикс</i> – серицит-кварцевый, кварцевый, калишпат-кварцевый
Туфы щелочного состава	Светло-серый	Обломочная, псевдофлюидальная	Обломочный материал – 40–50 % <i>Литокласты</i> (0,3–3 мм, реже – до 9 мм) – трахириолиты, стекло калишпатового состава аксиолитовой структуры <i>Кристаллокласты</i> – кварц, калиевый полевой шпат	Лито-витрокластическая псефопсаммитовая <i>матрикс</i> – серицит-кварц-полевошпатовый микрофельзитовый, кварц-биотит-серицитовый
Туфы смешанного состава	Темно-серый, серый	Обломочная, пятнистая	Обломочный материал (0,15–0,9 мм, редко до 1,5 мм) – 35–70 % <i>Литокласты</i> (0,1–1,2 мм) – кислые эффузивы, андезиты, девитрифицированное стекло <i>Кристаллокласты</i> (0,15–1,5 мм) – полевые шпаты, кварц	Псаммитовая, псефопсаммитовая, кристаллолито-, лито-кристалло-, витрокристаллолито-, литокластическая; <i>матрикс</i> – кварц-полевошпат-хлоритовый с примесью серицита, землистого эпидота, карбоната; гранобластовый калишпат-кварцевый, кварц-альбитовый с примесью серицита, биотита, эпидота
Игнимбриты риолитов	Лиловых оттенков	Псевдофлюидальная	«Пламеневидные» обломки риолитов с флюидальной текстурой и вкрапленниками кварца, кислого плагиоклаза, калишпата в пепловой спекшейся массе	

Акцессорные минералы: в *андезитах* – ильменит, апатит, пирит; *кислых эффузивах* – наиболее распространены магнетит, циркон; в меньшем количестве – шеелит, пироксен, ильменит, амфибол, гематит, ксенотим, апатит, эпидот, рутил, сфен, пирит. Гидротермально-метасоматические изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией (железистый доломит и кальцит). В северной части площади, в районе развития куладинского комплекса отмечаются калишпатизация и биотитизация. В некоторых разностях трахириолитов наблюдается гидротермальная минерализация, представленная буровато-зеленым биотитом (до 10–15 %), кварцем, изредка турмалином.

На дискриминационной диаграмме Rb–(Y+Nb) (рис. 25 а) составы пород комплекса располагаются в полях внутриплитных гранитов; единичные – в поле гранитов вулканических дуг. На дискриминационной диаграмме Ta–Yb (рис. 25 б) фигуративные точки куратинского комплекса располагаются в поле гранитов срединно-океанических хребтов. По сумме высокозарядных элементов (Zr+Nb+Ce+Y) часть риолитов и трахириолитов соответствует фракционированным гранитам, остальные (около 50 %) – гранитам А-типа (рис. 25 в), на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 23) – в поле активных континентальных окраин. Неоднозначная позиция пород комплекса на дискриминационных диаграммах, вероятно, свидетельствует о сложной геодинамической обстановке формирования, например, в условиях рифтинга на активной континентальной окраине. На спайдерграмме (рис. 22 а) и нормально-, и умереннощелочные разновидности характеризуются ломаным графиком с Ba, Sr-P и Ti отрицательными аномалиями, обогащением (>100) Rb, K, Th, U по сравнению с Nb, Ta, Zr, Hf. Отличаются от основного тренда только метасоматически измененные породы, в которых содержания почти всех элементов существенно снижены. На диаграмме распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, в породах кислого состава отмечается обогащение легкими РЗЭ (до 200 хондритовых норм) с понижением концентрации при увеличении ионного радиуса элемента; при этом наблюдается субгоризонтальный тренд распределения с широкими вариациями в пределах 10–100 хондритовых норм тяжелых РЗЭ (рис. 26 б), характерна ярко выраженная Eu аномалия.

Геохимическими особенностями кислых эффузивов куратинского комплекса являются: обогащение (КК – 3–20) Au, Sb, Cr, при дефиците литофильных (Y, Zr, P, Sr, Be, Ba, Li, Yb) и сидерофильных (Co, V) элементов. Кластерный анализ результатов ICP-MS анализа (13 проб) позволил выделить несколько геохимических ассоциаций: тяжелые РЗЭ ($r = 0,99–1,00$), Zr-Hf ($r = 0,98$), [Th–U]–[Ta–Nb] ($r = 0,79–0,96$), легкие РЗЭ ($r = 0,89–1,00$), [(Sc–V)–Co]–Ni–Cr ($r = 0,80–1,00$), характеризующих в основном ассоциации элементов-примесей в минералах-носителях и минеральные парагенезисы пород комплекса, формирующиеся на различных этапах образования вулканитов. Корреляционная зависимость циркония с другими элементами низкая, в том числе с РЗЭ, в отличие от куладинского комплекса.

Кластерным анализом результатов приближенно-количественного анализа (51 проба) установлены геохимические ассоциации: (V–Co)–Ni ($r = 0,71–0,85$), Ag–Pb ($r = 0,92$), Hg–Au ($r = 0,75$), Nb–Sn ($r = 0,66$). Отсутствие корреляции между Au и Pb может свидетельствовать, во-первых, об отсутствии такой связи в безрудных образованиях, во-вторых – о формировании минералов-носителей этих элементов на различных этапах рудообразования.

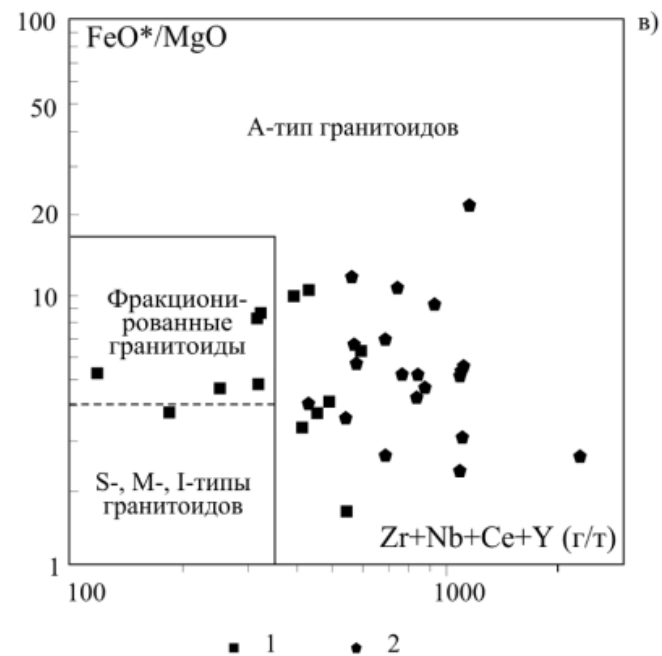
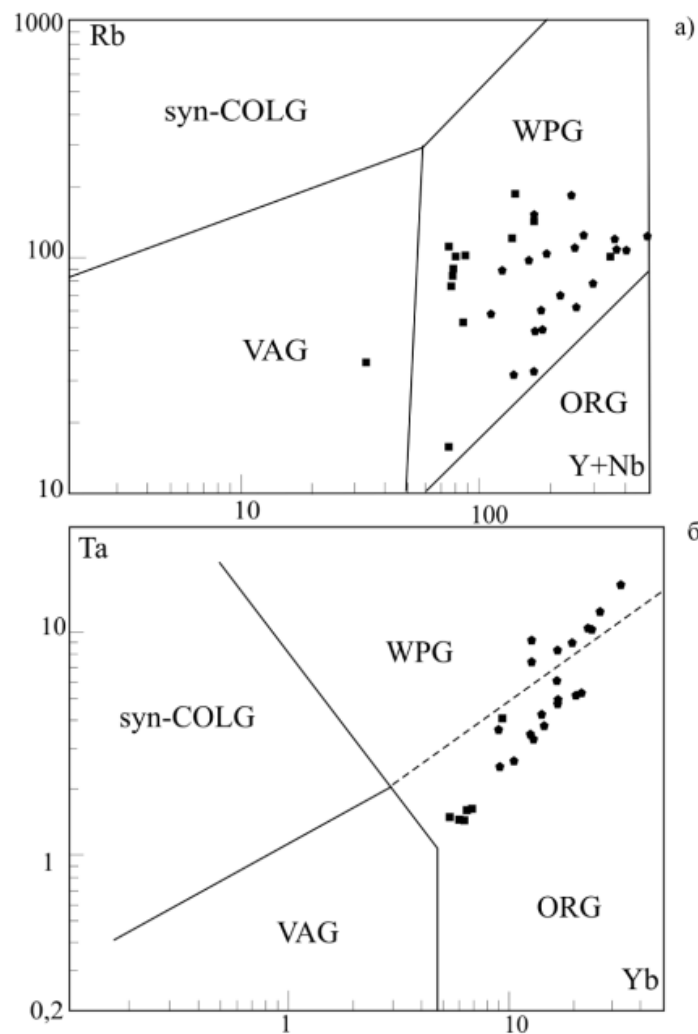
Туфы кислого состава отличаются высокой халькофильной специализацией (Au, Sb, Ag, Hg), при дефиците литофильных (Zr, Be, Y, Li) элементов и V. Группа накопления характерна для гидротермальных вулканогенных месторождений.

По составу и геологическому положению устанавливается принадлежность породной ассоциации куратинского комплекса дацит-риолитовой формации, а вместе с более ранними вулканитами онгудайского комплекса – дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии окраинных вулканических поясов андийского типа.

Возраст куратинского комплекса устанавливается как среднедевонский по стратиграфическому положению куратинской свиты. Радиологическая датировка U–Pb методом по цирконам (лист М-45-VIII [198]) из порфировых риолитов ($385,8 \pm 2,6$ млн лет) определяет возраст как среднедевонский.

Минерагеническая специализация куратинского комплекса определяется присутствием в вулканогенных (преимущественно в субвулканических образованиях) проявлений и пунктов минерализации золоторудной полиметаллической формации, потоками рассеяния золота, полиметаллов, серебра, мышьяка и ртути, шлиховых потоков и ореола галенита и церуссита. Кроме того, с вулканитами куратинского комплекса связана непромышленная флюоритовая минерализация.

Топольнинский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс. Петротипическая группа массивов расположена в бассейне верхнего течения р. Ануй (лист М-45-I). На рассматриваемой площади комплекс ограниченно развит в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ, охватывая и Куратинский прогиб, где представлен малыми интрузиями (дайки, единичные штоки) и западными краевыми частями двух сравнительно крупных массивов – Малоильгуменского (истоки рек Бол. и Мал. Ильгумень) и Чендекского (бассейн р. Чендек) – у восточной рамки листа. Малые тела в целом сгруппированы в узкий разреженный пояс, вытянутый от Чендекского массива на северо-запад вдоль Чарышско-Терехтинского разлома. Чендекский и Малоильгуменский интрузивы входят в Яломанский ареал комплекса. Условно к топольнинскому комплексу отнесен Кытыргатский массив, пространственно тяготеющий к Яломанскому ареалу, но имеющий несколько специфический породный состав.



Комплексы: 1 – куратинский, 2 – куладинский
 Диаграммы: а) Rb – (Y+Nb) и б) Ta – Yb – по Pearce J. et al. [142], в) FeO^*/MgO – (Zr+Nb+Ce+Y) – по Whalen J. et al. [149]. Композиционные поля: syn-COLG – синколлизийные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты срединно-океанических хребтов.

Рис. 25. Положение составов кремнекислых пород куратинского и куладинского комплексов на дискриминационных диаграммах.

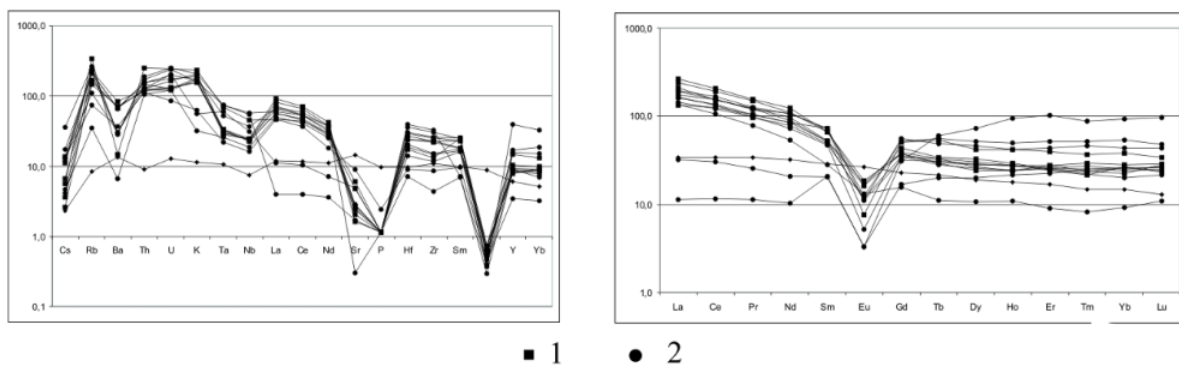


Рис. 26. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах куратинского комплекса.

В геофизических полях малые тела (и их пояс в целом) не проявлены. Чендекский интрузив на карте аномального магнитного поля приурочен к контрастной отрицательной аномалии с интенсивностью до -250 нТл и характеризуется относительно повышенными значениями гравитационного поля (-130 – 132 мГал); Малоильгуменьский и Катыргатский массивы, напротив, расположены в пределах обширного положительного магнитного поля (до $+150$ нТл), распространяющегося на смежную с востока площадь, и тяготеют к эпицентру отрицательной гравитационной аномалии (-150 – 152 мГал).

Серийной легендой в Яломанском ареале комплекса выделяется четыре интрузивные фазы и дайково-жильная серия: *первая фаза* включает габбро, габбронориты, диориты; *вторая* – кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты; *третья* – нормально- и умереннощелочные граниты и лейкограниты; *четвертая* – нормально- и умереннощелочные лейкограниты. На площади листа М-45-XIV устанавливаются *вторая* ($q\delta D_2 tp_2$) и *третья* ($\gamma; \epsilon \gamma D_2 tp_3$) интрузивные фазы и дайково-жильная серия ($v\delta \pi, \delta \pi; \gamma \pi, l \gamma \pi D_2 tp$).

Породами *второй фазы* выполнены три небольших (площади выходов в пределах 300×400 м) штокообразных тела в бассейнах рек Бол. Чибит и Бол. Карыгем и Чендекский массив. Все интрузивы сложены однотипными кварцевыми диоритами с минеральным составом: плагиоклаз – 50–55 %, зеленовато-бурая роговая обманка – 20–30 %, кварц – 5–20 %, биотит – до 0–5 %, калишпат – 0–5 %; в числе акцессорных отмечаются апатит, циркон, магнетит; вторичные минералы – эпидот, цоизит, клиноцоизит, лейкоксен, хлорит. В Чендекском массиве фиксируются только граниты и лейкограниты, в которых кислый плагиоклаз, калишпат и кварц присутствуют примерно в равных соотношениях, а количество биотита от 0,5 до 10 %. Из акцессорных минералов отмечаются рутил, циркон, пирит. Породы постоянно в разной степени катаклазированы, что, вероятно, отражает влияние Чарышско-Терехтинского разлома: минеральные индивиды часто деформированы и раздроблены, хаотично развиты агрегаты гранобластового кварца и тонкие просечки серицита и биотита.

Третья фаза представлена в Малоильгуменьском и Катыргатском массивах. Малоильгуменьский массив представлен слабо раскристаллизованными умереннощелочными лейкогранит-порфирами с мелкими (до 2 мм) фенокристами кварца, плагиоклаза и калишпата, погруженными в сферолитовый, микрографический или, редко, фельзитовый матрикс. В породе развиты агрегативные скопления хлорита, эпидота, биотита, серицита, лейкоксена и оксида железа в разных сочетаниях. Иногда отмечаются единичные зерна сфена. В Катыргатском массиве выделяются две основные породные разновидности – граниты (петрографически) и кварцевые сиениты (петрографически и химически). Какой-либо закономерности в их размещении и ясных границ между ними визуальнo не фиксируется, что связано со слабой обнаженностью массива. Граниты обычно порфировидные (фенокристы полевых шпатов, редко – кварца) с мелкозернистой биотит-кварц-плагиоклаз-калишпатовой основной массой. По значительному содержанию полевых шпатов (в сумме до 65–70 %) граниты могут быть отнесены к умереннощелочным. Кварцевые сиениты сложены плагиоклазом (10–40 %), калишпатом (40–70 %), бурой роговой обманкой (10–15 %), биотитом (0–5 %) и кварцем (5–10 %). Роговая обманка частично замещается актинолитом. С темноцветными минералами ассоциируются выделения сфена, апатита и железooксида. В некоторых случаях отмечается отчетливая синеватая окраска амфибола, что указывает на его повышенную щелочность.

Петрографические разновидности *дайково-жильной серии* комплекса довольно разнообразны и представлены габбродиорит- и диорит-порфирами, гранодиорит-, гранит- и лейкогранит-порфирами. В целом преобладают диоритоиды, но в пределах выделенного пояса распре-

деление разновидностей закономерности не обнаруживает.

Химический состав пород комплекса определен по 4 пробам и проиллюстрирован на рисунках 16, 18, 19, 27. От кварцевых диоритов второй фазы к породам третьей фазы наблюдается увеличение общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 3,8 до 10,8 масс. %) и калиевости (K_2O – от 1,7 до 5,6 масс. %). При этом резко повышается коэффициент агаитности (в кварцевых диоритах – 0,30; в кварцевых сиенитах и лейкогранитах – до 0,86), а уровень глиноземистости (индекс Шенда – 0,91–1,06) почти не меняется и характеризует породы второй и третьей фаз как метаперглиноземистые. Породам третьей фазы свойственна слабоповышенная железистость ($\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}=19\text{--}22$), что сближает их с гранитоидами А-типа. На редкоземельных спектрах общим для диоритоидов и гранитоидов комплекса является наличие Ta-Nb-Ti отрицательных аномалий. В кварцевых сиенитах и лейкогранитах, кроме того, резко выражены глубокие Sr-P минимумы, что также характерно для гранитоидов А-типа. На диаграмме Rb-(Y+Nb) фигуративные точки составов пород тяготеют к полю надсубдукционных магматитов, что не противоречит ранее установленной геодинамической принадлежности топольнинского комплекса на смежных площадях.

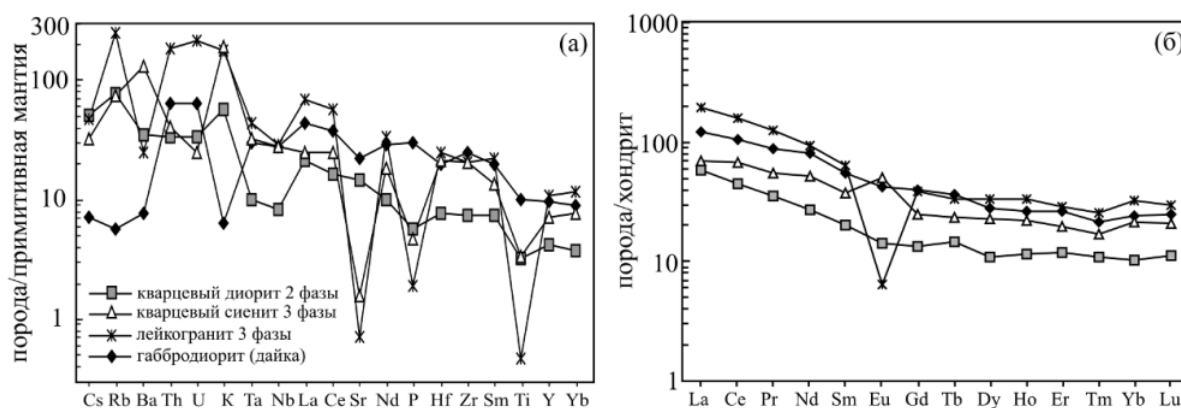


Рис. 27. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах топольнинского комплекса.

По геологической позиции и вещественным параметрам топольнинский комплекс может быть отнесен к проявлениям граносиенит-гранит-лейкогранитовой формации.

Возраст топольнинского комплекса, согласно серийной легенде, определяется как среднедевонский. Геологические данные на изученной площади (гранитоиды интродуцируют среднедевонскую куратинскую свиту) в целом не противоречат этому. В то же время имеющиеся радиологические определения по породам комплекса на других площадях (в частности, на листе М-45-VIII) имеют достаточно широкие вариации (до позднего девона) [198] и могут свидетельствовать о вероятном более молодом возрасте комплекса.

В Ануиско-Чуйской СФЗ с топольнинским комплексом генетически связываются единичные пункта минерализации золота, предположительно отнесенные к оруденению золото-порфировой формации.

Куладинский трахибазальт-дацит-риолитовый комплекс ($q\delta\lambda; \gamma\delta\lambda, \lambda, \gamma\lambda; \tau\beta, \delta\lambda; \lambda, \gamma\lambda, \tau\lambda, \zeta, \tau\lambda, \epsilon\gamma\lambda, \gamma\zeta\tau D_3 kl$) объединяет вулканогенные и пирокластические образования куладинской свиты, комагматичные им субвулканические тела, дайки кислого, среднего и основного состава, развитые в южной части Куратинского наложенного прогиба, главным образом в замке и на крыльях Каракольской синклинали, а также в бассейнах рек Каирлык и Черная Теректа на северо-востоке площади. Лавы и вулканокластиты преимущественно кислого состава переслаиваются между собой и песчано-алевролитовыми отложениями, интродуцированы силлами габбро-долеритового урскульского комплекса и штокообразными массивами шибеликского комплекса. Коэффициент эксплозивности в среднем 75 %, в отдельных разрезах варьирует от полного отсутствия пирокластических разностей до осадочно-туфогенных разрезов, где вулканогенные образования представлены только туфами. Общая характеристика стратифицированных вулканогенных фаций приведена в главе «Стратиграфия».

Покровные фации представлены сероцветными лавами риолитов, риодацитов, трахириолитов, реже – дацитов, трахириодацитов, андезитов, андезибазальтов, плагиобазальтов, их лавобрекчиями и туфами, туфами и ксенотуфами смешанного состава. Субвулканические образования, контролируемые ветвящимися сбросо-сдвигами Каирлык-Семинской зоны разломов, представлены малыми телами кварцевых диоритов, риолитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, дацитов, трахидацитов и дайками диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров,

риолитов, гранит-порфиров, реже – плагиориолитов, трахириолитов, граносиенит-порфиров, трахидолеритов.

В полях развития куладинской и туэктинской свит установлены малые штокообразные и линейно-вытянутые тела субмеридионального направления кварцевых диоритов и гранодиоритов размерами $(0,25-0,4) \times (0,2-0,35)$ км; трахириодацитов – $(0,5-0,6) \times (0,05-0,1)$ км; риолитов – $(1,3-6,2) \times (0,3-2,5)$ км; реже – тела риолитов северо-западного направления размерами $(0,6-1,0) \times (0,16-0,32)$ км. В бассейне р. Каракол выявлено сложное по строению тело мелкозернистых массивных гранодиоритов: западная часть сложена гранодиоритами без калиевого полевого шпата, восточная часть тела – гранодиоритами, содержащими до 25 % калиевого полевого шпата. Границы между разностями постепенные, визуально не фиксируются. Изредка встречаются композитные дайкообразные тела с отчетливой зональностью: от центральных частей, сложенных гранитами, происходит постепенная смена через диориты к краевым габбродолеритам. Наиболее мощное (до 80 м) из таких тел обследовано на правом берегу верхнего течения р. Теректушка. Отмечаются редкие межпластовые тела риолитов мощностью до 10 м. Среди осадочно-вулканогенных образований куратинской свиты субвулканическая фация куладинского комплекса представлена дайками северо-западного направления риолитов, гранит-порфиров, редко – граносиенит-порфиров; мощность даек – 1–2 м, прослеживаются на первые десятки метров. Дайки риолитов среди отложений туэктинской свиты более мощные (до 10–25 м).

Контакты риолитов как субсогласные со сланцеватостью алевролитов, так и явно секущие. Контактные изменения около субвулканических тел и даек риолитов проявлены слабо. Алевролиты осветлены (зонка мощностью 1–2 см), местами в них отмечаются маломощные кварцевые прожилки. В риолитах с извилистыми контактами в приконтактной части отмечаются ксенолиты темно-серых алевролитов размерами до 1–10 см. В центральной части мощных даек риолиты плотные, массивные, кварцитовидного облика, афировой структуры.

В геофизических полях субвулканические образования комплекса на фоне вмещающих пород не выражаются, что отмечается как для отдельных тел, так и для густонасыщенных ареалов. Кислые эффузивы и субвулканические образования обладают радиоактивностью – 22–30 мкР/ч [190]. На АФС дешифрируются субвулканические тела в виде кольцевых структур, расположенных в виде субмеридионально ориентированных цепей, образуют положительные формы рельефа. Петрографическая характеристика пород комплекса приведена в таблице 8.

По содержаниям кремнезема комплекс характеризуется бимодальностью, но на площади листа М-45-ХІV развиты преимущественно кремнекислые производные (SiO_2 – от 67,2 до 76,4 масс. %), в меньшей степени развиты средние (SiO_2 – 60,7–67,1 %) и основные. Кислые и средние разновидности (трахириодацит-, трахириолит-, граносиенит-порфиры, риолиты, кварцевые диориты, гранодиориты) – нормально- и умереннощелочные, в основном К-Na типа щелочности, умеренно- и высококалиевые (рис. 22). Породам свойственны низкая и умеренная агпаитность (Ka – 0,46–0,69), высокая и умеренная глиноземистость (индекс Шенда – 0,94–2,53) и железистость (FeO^*/MgO – 1,7–23,7) с коэффициентом окисления железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 0,04–0,66).

На дискриминационных диаграммах $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Yb})$ и $\text{Ta}-\text{Yb}$ фигуративные точки пород куладинского комплекса локализованы в поле внутриплитных гранитов, единичные точки в поле граниты срединно-океанических хребтов (рис. 25 а, б). Однако, отношение Y/Nb (1,1–2,8) более характерно для магматитов, сформированных из источников с геохимическими характеристиками базальтов активных континентальных окраин. Соотношение FeO^*/MgO с содержаниями HFSE ($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$) соответствуют гранитам А-типа (рис. 25 в). Согласно дискриминационной диаграмме $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ (рис. 23), магматиты куладинского комплекса сформировались в обстановке внутриплитных вулканических зон, единичный диорит соответствует производным внутриплитных обстановок.

На мультиэлементной диаграмме некогерентных элементов нормированных по примитивной мантии (рис. 28 а) в кислых и средних породах куладинского комплекса тренд распределения имеет зигзагообразный рисунок, устанавливается сильная деплетированность Ba, Sr, P, Ti и Eu при высоком уровне концентраций Cs (100–900), Rb (50–350) и HFSE (30–500). На диаграмме распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, отмечается значительное обогащение легкими (100–1 000 хондритовых норм) и тяжелыми (50–100) РЗЭ и четко выраженная отрицательная Eu аномалия (рис. 28 б).

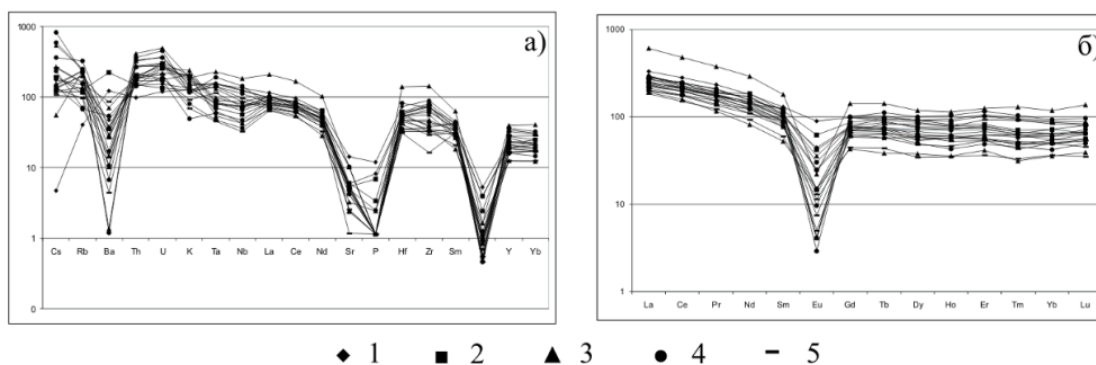
Средние содержания редких металлов, обуславливающих минерагеническую специализацию комплекса, составляют (г/т): Zr – 555, Nb – 53; ΣREE – 449. Кислые разновидности по высоким концентрациям редкоземельных и HFSE-элементов при дефиците Ba и Sr соответствуют плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам [116]. По сумме геохимических показателей куладинский комплекс сопоставим с внутриплитными образованиями.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород куладинского комплекса

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Эффузивные и субвулканические				
Риолиты	Серый	Флюидальная, линзовидно-полосчатая, массивная, сланцеватая	Преимущественно афировой структуры Калишпат±альбит, олигоклаз (0,35–1,6 мм) – до 15 %, кварц (0,25–1,2 мм) – до 10 %	Фельзитовая, сферолитовая, гломеропорфировая, микропойкилитовая, перлитовая, микрогранобластовая Биотит-кварц-полевошпатовый Сферолиты калишпатовые (0,3–0,6 мм)
Трахиреолиты	Светло-серый	Такситовая, флюидальная, массивная	Афировые	Фельзитовая, сферолитовая, микропойкилитовая Кварц-калишпатовый Биотит – до 10 %, серицит Сферолиты калишпатовые (до 3 мм)
Плагиреолиты	Серый	Такситовая, ориентированная	Афировые	Сферолитовая, фельзитовая, микропойкилитовая Кварц-полевошпатовый Сферолиты плагиоклаза ((0,3×0,15)–(0,6×0,3) мм)
Риодациты, трахиреодациты	Серый	Массивная, такситовая	Фенокристаллы – 5–10 %: плагиоклаз – альбит (№ 5–10) – 0,2–0,75 мм; калишпат – 0,15–1,8 мм	Микрогипидиоморфнозернистая, микропойкилитовая, микрофельзитовая Кварц-полевошпатовая с биотитом и хлоритом (до 50 %)
Дациты	От светло- и темно-серый	Массивная, такситовая	Фенокристаллы (0,1–1,1 мм) – 5–10 %: плагиоклаз – альбит, олигоклаз	Микропойкилитовая, микрофельзитовая Кварц-полевошпатовая
Андезиты	Темно-серый	Массивная, миндалекаменная	Фенокристаллы – 20–25 %; в олигофировых разностях – до 5 %: плагиоклаз деанортитизированный (№ 5–10), реликты андезина ((0,3–1,9)×(0,1–0,65) мм); клинопироксен уральтизированный ((0,2–1)×(0,1–0,3) мм)	Микролитовая, нематолепидобластовая, гиалопилитовая Плагиоклаз+биотит+хлорит+серицит±амфибол Миндалины (0,2–1,2 мм) – до 10 %, кварцевые
Андезибазальты	Серый	Миндалекаменная	Афировые	Толеитовая Лейсты плагиоклаза, девитрифицированное стекло, хлорит, эпидот Миндалины карбонатные
Плагриобазальты	Серый	Массивная	Фенокристаллы – до 5 %: плагиоклаз деанортитизированный (0,3–0,4 мм)	Гиалопилитовая Лейсты плагиоклаза, хлорит, лейкоксен, гидробиотит
Лавобрекчия базальтового состава	Серый	Брекчиевидная, миндалекаменная	Обломки (1–5 мм) – 30–35 % Литокласты – базальты Порфировые вкрапленники (0,3–1,2 мм) – плагиоклаз (5–10 %)	Интерсертальная, гиалопилитовая Лейсты плагиоклаза, хлорит, биотит, лейкоксен Миндалины (0,5–1,5 мм) хлоритовые
Субвулканические				
Гранит-порфиры и микрограниты	Серый	Массивная	Порфировидные выделения – до 30–35 %, в микрогранитах – до 3 % Калишпат (0,5–0,7 мм), кварц, плагиоклаз	Аллотриоморфнозернистая, микрогипидиоморфнозернистая Кварц-полевошпатовый Биотит – 3–50 %

Петрографические разновидности	Цвет	Текстуры	Минералы вкрапленников (размер, общее количество от объема породы)	Основная масса (структура, состав)
Гранодиориты	Темно-серый	Такситовая	Плагиоклаз (0,2–1,2 мм) – 40–75 %, кварц (0,05–0,6 мм) – 3–25 %, калишпат (0,3–0,5 мм) – до 15–20 %; биотит – 20–22%	Гипидиоморфнозернистая, гранофировая
Граносиенит-порфиры	Буровато-темно-серый	Массивная	Порфировидные выделения (0,3–2,1 мм) – 30–35 % Плагиоклаз, калишпат	Микрогипидиоморфная Кварц-полевошпатовая с биотитом (до 25–30%)
Кварцевые диориты	Зеленовато-серый	Массивная	Плагиоклаз ((0,4–2)×(0,2–1) мм) – до 65 %; темноцветный минерал – до 25 %; калишпат – до 5%, кварц (0,3–0,5 мм) – 5 %	Гипидиоморфнозернистая
Диорит-порфириты	Зеленовато-серый	Массивная	Порфировидные выделения – 60–70 % Плагиоклаз (0,1×1,2 мм)	Гипидиоморфнозернистая, порфировидная Кварц-плагиоклаз-хлорит-биотитовая
Трахидолериты	Темно-зеленый, буровато-черный	Массивная	Плагиоклаз деанортитизированный (№ 5–10), реликты лабрадора±псевдоморфозы по темноцветному минералу (до 1,5 мм, до 45 %)	Офитовая
Пирокластические				
Туфы кислого состава	Серый	Обломочная, сланцеватая	<i>Литокласты</i> (0,3–1,2 мм) – кислые эффузивы, преимущественно фельзитовой структуры; девитрифицированное стекло <i>Кристаллокласты</i> (0,15–0,4 мм) – калишпат, плагиоклаз, кварц	Кристаллолитокластическая, литокристаллокластическая, от псефитовой до лапиллиевой <i>Матрикс</i> – кварц-полевошпатовый
Туфы смешанного состава	Темно-серый	Обломочная, псевдофлюидальная	Кластический материал (0,15–3 мм) – 30–35 % <i>Литокласты</i> – кислые породы (фельзитовой, сферолитовой структуры); андезиты (микролитовой структуры), девитрифицированное стекло <i>Кристаллокласты</i> – кварц, калишпат, сферолиты калишпатового состава, плагиоклаз	Кристаллолитокластическая, псефитовая, псаммитовая, алевролитовая <i>Матрикс</i> – микролепидогранобластовый агрегат из кварца, полевого шпата, биотита, серицита
Ксенотуфы смешанного состава	Темно-серый	Псевдофлюидальная	Кластический материал (0,3–2,4 мм) – до 50 % <i>Литокласты</i> – девитрифицированное стекло, дациты, андезиты и глинисто-слюдистые породы (до 5 %) <i>Кристаллокласты</i> – плагиоклаз, кварц	Кристаллолитовитрокластическая, псефо-псаммитовая <i>Матрикс</i> – гранолепидобластовый агрегат из кварца, полевого шпата, серицита, биотита, хлорита

Акцессорные минералы: в *трахидолеритах* и *базальтах* – титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, пирит; в *кварцевых диоритах* – магнетит, гематит, эпидот, цоизит, амфибол; в меньшем количестве – ксенотим, циркон, флюорит, апатит, рутил, пирит, золото (1 зн.); в *риолитах* – флюорит, пьомонит, эпидот, цоизит, пирит, амфибол, пироксен, анатаз, циркон, висмутин, бисмутит, золото. Гидротермальные изменения пород проявлены в неравномерной биотитизации, калишпатизации, карбонатизации, окварцевании. Отмечаются единичные зерна тулита, приуроченные к скоплениям гранобластового кварца.



1 – кварцевый диорит, гранодиорит-порфир; 2 – граносиенит-порфиры; 3 – трахириодацииты, трахириолиты; 4 – риолиты, гранит-порфир, туфы риолитов; 5 – риолиты окварцованные, метасоматиты по туфам.

Рис. 28. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах куладинского комплекса.

Кластерным анализом по результатам ICP-MS (23 пробы) определено две геохимические ассоциации, указывающие на минерагеническую специализацию комплекса. В первую очередь это ассоциация $TR_{Ce}-(Hf-Zr)$, в которой между элементами устанавливаются тесные связи с коэффициентами корреляции 0,91–0,97. Кроме того, выделяется группа $TR_Y-(Ta-Nb)$ с коэффициентами корреляции 0,95–0,99, формировавшаяся, вероятно, независимо от первой, что подтверждается и факторным анализом. Средние породы обладают высокой литофильной специализацией ($KK - 1,6-7$) с группой накопления: Zr, Hf, Nb, TR, U и дефицитом сидерофильных элементов (Ni, V, Cr), Sr и Pb. Кислые породы также характеризуются высокой литофильной специализацией с накоплением ($KK - 1,6-4$): Zr, TR, Nb, Ta и Cr при дефиците сидерофильных (Co, Ni, V), литофильных (Sr, Cs, Ba, Li, Sc) элементов и Pb. Основные породы куладинского комплекса характеризуются обогащением литофильными (Be, Sn, Nb) и халькофильными (Au, Zn) элементами при пониженных концентрациях сидерофильных (Ni, Cr, V, Co, Ti), халькофильных (Cu, Ag) элементов и Sr.

По результатам приближенно-количественного анализа (42 пробы) кластерным и корреляционным анализом установлены геохимические ассоциации: Zr–Y ($r = 0,83$), (Hg–Au)–Nb ($r = 0,54-0,85$), (Co–Ni)–V ($r = 0,75-0,85$). Корреляционная зависимость между Au и Nb, вероятно, является опосредованной, так как редкометалльная минерализация золотое оруденение предположительно золото-порфировой формации связано с субвулканическими телами куладинского комплекса.

Геологическая позиция и вещественный состав комплекса позволяют относить его к проявлениям трахибазальт-трахириолитовой формации, сформированным в условиях рифтинга в тыловой зоне активной континентальной окраины.

Возраст куладинского комплекса устанавливается как позднедевонский в соответствии со стратиграфическим положением куладинской свиты (см. главу «Стратиграфия»). Датирование U–Pb методом по цирконам из субвулканических риолитов (лист М-45-VIII [198]) определило возраст 385 ± 3 млн лет, что отвечает границе позднего и среднего девона.

Породы композитного тела в верховьях р. Теректушка были проанализированы на определение Nd–Sr изотопного состава. По рассчитанным на возраст 380 млн лет параметрам габбро-долериты ($\epsilon Nd = 6,5$; $\epsilon Sr = -5,1$), микродиориты ($\epsilon Nd = 5,3$; $\epsilon Sr = 18,3$) и граниты ($\epsilon Nd = 5,9$; $\epsilon Sr = 7,1$) сходны с породными аналогами из петротипического ареала на листе М-45-VIII (прил. 17, рис. 29) и имеют мантийную природу.

Минерагеническая специализация куладинского комплекса определяется оруденением редкометалльно-редкоземельной апогранитовой и золото-порфировой формаций. При этом субвулканические образования комплекса являются как рудовмещающими, так и рудогенерирующими для обоих типов оруденения. В субвулканических телах и дайках кислого и среднего состава установлены проявления и пункты минерализации TR, Zr и Au.

Урсульский габбро-долеритовый комплекс ($v, v\beta, \beta, v\beta, \beta D_3 u$) включает в себя многочисленные силлы и дайки, редко – штоки габбро, долеритов и габбродолеритов, развитые в Куратинском прогибе. Петротипическая местность (ареал) комплекса расположена на смежном с севера листе М-45-VIII в районе бассейна р. Урсул.

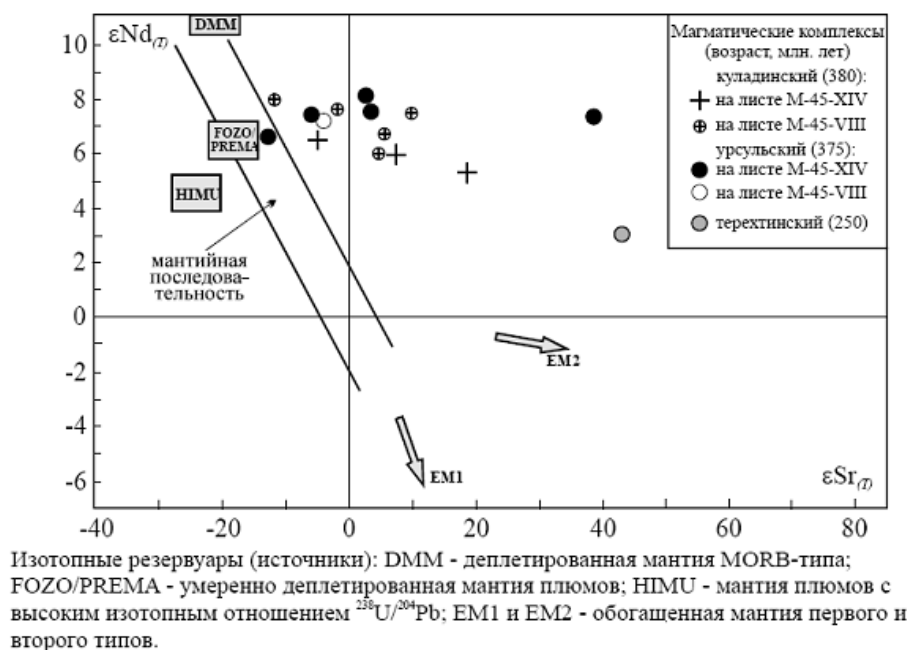


Рис. 29. Nd-Sr изотопный состав магматических пород Усть-Коксинской площади.

Образования комплекса сосредоточены, главным образом, в осевой зоне Куратинского прогиба, где сконцентрированы в широкий (12–15 км) пояс, простирающийся от северной рамки листа на юг-юго-восток до восточной границы площади. Сильная насыщенность интрузивными телами примерно одинакова на всем протяжении пояса, при этом в его северной и центральной частях картируются преимущественно силлы, а в южной фиксируются почти только дайки. Значительно реже базиты комплекса встречаются на флангах прогиба и в его обрамлении. Урскульские базиты прорывают все стратифицированные подразделения, выполняющие прогиб, а также субвулканические риолитоиды куладинского комплекса, что наблюдалось на левобережье нижнего течения р. Каракол.

В геофизических полях отдельные тела базитов, даже наиболее крупные, не выражаются. Пояс в целом на карте аномального магнитного поля также не имеет отчетливого проявления и характеризуется знакопеременными полями разной интенсивности и контрастности; в поле силы тяжести условные границы пояса совпадают с гравитационными ступенями, обособляющими линейную относительно положительную аномалию, что, по-видимому, взаимосвязано и отражает заметно большую плотность урскульских базитов по сравнению с вмещающими вулканогенно-осадочными породами.

Силлы характеризуются многоэтажным строением, связаны друг с другом секущими дайками, иногда достигающими значительных размеров. Штокообразные тела встречаются реже и вскрываются, главным образом, в днищах каров, образуя сложные взаимоотношения с вмещающими породами. Мощность силлов различная и изменяется от первых метров до сотен метров. Контактное воздействие на вмещающие породы довольно значительное – ширина зоны экзоконтакта достигает 50–60 м и зависит от мощности интрузивного тела. Изменения вмещающих пород выражаются в ороговиковании (до кварц-кальцит-актинолитовых, реже биотитовых роговиков), окварцевании, хлоритизации, эпидотизации, амфиболизации и карбонатизации, обычно в сопровождении гидротермалитов аналогичного состава. Иногда в экзоконтактах фиксируется пиритизация. Дайковая серия представлена относительно маломощными (от первых до десятков метров) телами протяженностью от десятков до сотен метров. По простиранию мощность варьирует, наблюдаются отдельные раздувы и пережимы вплоть до полного выклинивания. Простиранение даек невыдержанное, изменяется от широтного до меридионального и зависит от системы трещиноватости во вмещающих породах. Иногда ориентировка даек совпадает с элементами залегания крутопадающих вмещающих толщ. Контактное воздействие даек на вмещающие породы незначительное и выражается в образовании маломощной зоны уплотнения и осветления пород без существенных минеральных преобразований. Для силлов и мощных даек характерно зональное строение с маломощной зоной закалки в эндоконтакте. Центральные части крупных тел более раскристаллизованы и внешне отличаются от афанитовых пород краевых зон.

В породном составе комплекса петрографически выделяются три основные разновидности:

долериты, габбродолериты и габбро. Все они в той или иной степени испытали зеленокаменные изменения. Долериты и габбродолериты имеют наибольшее распространение. Макроскопически это зеленовато-серые тонко- (долериты) и мелкозернистые (габбродолериты) массивные породы с элементами миндалекаменной текстуры, наиболее развитой в краевых частях силлов. Структуры пород варьируют от интерсертальной до пойкилоофитовой и офитовой, реже – габбро-офитовой, характерной для центральных частей крупных тел. Порфировидные структуры нехарактерны и наблюдаются редко (фенокристы плагиоклаза). Главные, постоянно присутствующие, минералы пород: частично или полностью альбитизированный плагиоклаз – 50–60 %, клинопироксен (авгит) – 30–40 %, титаномagnetит – 5–7 %. Часто присутствует интерстиционный кварц (до 3 %). Эпизодически встречаются ортопироксен (до 5 %), бурая роговая обманка, оливин (единичные зерна). В числе аксессуарных минералов отмечаются ильменит, апатит и сфен (присутствуют постоянно, иногда в суммарном количестве до 5–7 %), изредка фиксируются пирит, циркон, гранат, анатаз, киноварь. Вторичные минералы всегда обильны и представлены хлоритом, актинолитом, эпидотом, кальцитом, лейкоксеном, биотитом, серицитом. Собственно габбро в виде отдельных самостоятельных тел наблюдаются редко, обычно они слагают центральные части крупных тел и имеют постепенные переходы к долеритам и габбродолеритам. Минералогически габбро подобны последним и отличаются лишь большей раскристаллизацией (до средне-крупнозернистых) и габбровой структурой.

Химизм базитов урскульского комплекса определен по 16 пробам (прил. 14). По соотношению кремнезема (SiO_2 – 42,6–51,7 масс. %) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,0\text{--}5,2$ масс. %) породы соответствуют нормальным и умереннощелочным разновидностям примерно в равном соотношении, при этом наблюдается общий рост щелочности с увеличением кремнекислотности (рис. 30). По уровню калиевого (K_2O – 0,12–1,96 масс. %) породы варьируют от низко- до высококалиевых без видимой закономерности. Для урскульских базитов характерны умеренные глиноземистость (Al_2O_3 – 13–16 масс. %) и магнезиальность (в основном MgO – 5,0–8,0 масс. %; $\text{mg}' = 40\text{--}60$, что указывает на заметную дифференцированность пород), высокая титанистость (TiO_2 – 1,54–4,72 масс. %). Содержания фосфора весьма изменчивы (P_2O_5 – 0,19–2,19 масс. %).

В редкоэлементном составе наблюдается повышенный уровень накопления несовместимых элементов, как LILE (Cs – 0,2–4,4 г/т, Ba – 50–430 г/т), так и HFSE (Nb – 10–30 г/т, Zr – 80–310 г/т, Y – 18–65 г/т). Отличительной чертой является отсутствие или слабая проявленность на спайдерграмме Ta-Nb-Ti-минимумов, что наряду с обогащенностью фосфором и несовместимыми элементами сближает урскульские базиты с внутриплитными магматитами. Редкоземельный спектр характеризуется плавным умереннодифференцированным профилем с обогащением легкими землями относительно тяжелых при общем высоком уровне содержаний лантаноидов и отсутствии Eu-аномалии (ΣREE – 47–230 г/т, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2\text{--}6$). Повышенная величина Nb/U (14–57) и содержания Nb позволяют отнести урскульские базиты к геохимическому типу NEB – ниобийобогащенные базальты, происхождение которых большинством исследователей связывается с влиянием мантийных диапиров. В целом по петрогеохимическим параметрам урскульские базиты на рассматриваемой площади практически идентичны аналогам из петротипической местности на листе М-45-VIII (рис. 30), что свидетельствует об отсутствии существенных латеральных вариаций в составе комплекса на всем протяжении базитового пояса от бассейна р. Урсул на севере до р. Теректушка на юге. Это подтверждается и Nd-Sr-изотопными данными (прил. 17, рис. 29): установленные по 5 пробам значения $\epsilon\text{Nd}_\text{T}$ (6,7–8,1) и $\epsilon\text{Sr}_\text{T}$ (–13,0–3,3, в одной пробе 38,7) практически идентичны параметрам долеритов в районе р. Урсул (соответственно 7,1 и –4,4). Повышенное значение $\epsilon\text{Sr}_\text{T}$ (38,7) может объясняться тем, что в данном случае долериты, по всей видимости, были контаминированы материалом прорванных ими известняков, обычно обогащенных изотопами Sr.

Возраст урскульского комплекса серийной легендой определен как позднедевонский, что было подтверждено радиологическим определением на листе М-45-VIII ($381 \pm 8,2$ млн лет, цирконы, SHRIMP-II) [198]. Полученные при ГДП-200 геологические данные не противоречат этой датировке.

Возраст, геологическая позиция (в пределах наложенного прогиба рифтогенного типа) и вещественный состав урскульского комплекса позволяют предполагать его формирование в условиях рифтогенеза в тыловой зоне активной континентальной окраины и относить к производным габбро-долеритовой формации.

Проявлений полезных ископаемых, генетической или парагенетической связанных с урскульским комплексом, не установлено.

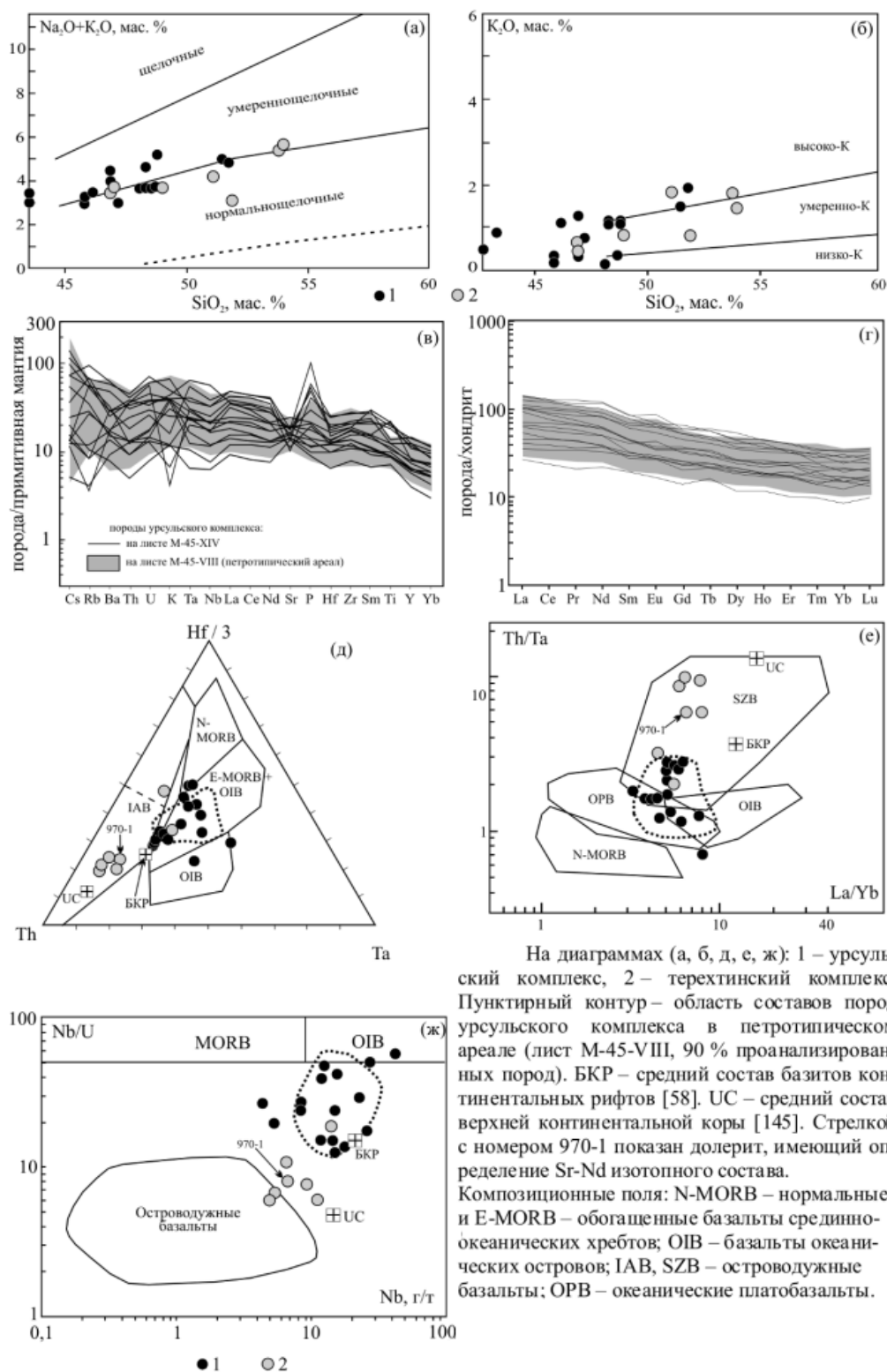


Рис. 30. Содержания и соотношения петрогенных и редких элементов в породах урсульского и терехтинского интрузивных комплексов.

ПЕРМО–ТРИАСОВАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Шибеликский щелочногранитовый комплекс ($E\gamma C_3-P_1\delta$) объединяет интрузии щелочных гранитоидов, развитые в центральной части Горного Алтая. Петротипический Шибеликский массив расположен в бассейне р. Шибелик на листе М-45-VIII.

На изученной площади комплекс представлен пятью небольшими телами (наиболее крупное – 400×450 м), расположенными цепочкой по левобережью р. Каракол от северной рамки листа до р. Арыгем. Массивы размещены по осевой линии южной части Куратинского прогиба

и приурочены к восточному крылу Каракольской синклинали. В морфологическом отношении интрузивы представляют собой линзовидные и штокообразные тела с крутыми контактами. Вмещающими являются вулканогенно-осадочные отложения куладинской свиты, субвулканические риолитоиды куладинского комплекса и, для одного из массивов, долериты урскульского комплекса. Непосредственные контакты гранитов во всех случаях не выявлены (перекрыты рыхлыми образованиями), контактовые изменения вмещающих пород практически не улавливаются, за исключением локального слабого окварцевания осадочных пород куладинской свиты вблизи массива на правобережье р. Ниж. Карасу.

В геофизических полях массивы из-за своих малых размеров на фоне вмещающих пород не выражаются.

Породы комплекса во всех массивах петрографически однотипны и представлены в основном мелко-, редко до среднезернистых, обычно порфировидными гранитами с массивной, иногда такситовой и гнейсовидной текстурой, в краевых частях тел обычны микрограниты и гранит-порфиры. Породы имеют синевато- и светло-серую окраску, под микроскопом устанавливаются гранитовая и гранофировая структуры. Минеральный состав: калишпат-микропертит (35–55 %), кварц (10–30 %), плагиоклаз (10–30 %), рибекит (15–25 %), иногда биотит (до 5 %). Рибекит проявлен в виде скелетных обособлений (порфировидные выделения), длиннопризматических и игольчатых кристаллов (основная масса), часто образуя шлировидные скопления. Акцессорные минералы – магнетит, эпидот, апатит, флюорит, циркон, пирит, пироксен. Нередко фиксируется развитие тонкокристаллических агрегатов рибекита по кварцу или полевым шпатам, что может свидетельствовать о присутствии как минимум двух генераций амфибола (магматической и постмагматической). Вторичные изменения в гранитах выражены в окварцевании, иногда калишпатизации, биотитизации; местами проявлен катаклаз.

Химический состав пород определен по трем пробам. По содержаниям кремнезема они соответствуют гранитам (SiO_2 – 69,9–72,3 масс. %). Характерны повышенная щелочность калий-натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,3\text{--}9,2$ масс. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,8\text{--}1,1$), низкие содержания глинозема (Al_2O_3 – 9,9–12,0 масс. %, индекс Шенда – 0,86–0,90) при высоком коэффициенте апаитности ($\text{Ka} = 1,02\text{--}1,07$), высокие величины $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = 0,96\text{--}0,98$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} = 8,2\text{--}9,0$ масс. %, что соответствует железистым щелочным типам гранитоидов по классификации [135]. В редкоземельном составе гранитов устанавливаются повышенные концентрации высокочarged элементов ($\text{Zr} = 1\,260\text{--}1\,450$ г/т, $\text{Hf} = 29\text{--}35$ г/т, $\text{Nb} = 87\text{--}109$ г/т, $\text{Y} = 124\text{--}160$ г/т, $\text{Ce} = 177\text{--}206$ г/т) при относительно пониженных содержаниях крупноионных ($\text{Rb} = 78\text{--}109$ г/т, $\text{Ba} = 19\text{--}22$ г/т, $\text{Cs} = 0,15\text{--}0,31$ г/т). На редкоземельной спайдерграмме резко выделяются глубокие Ba-, Sr-, P-, Ti-минимумы, что свойственно щелочным гранитоидам (рис. 31). В спектрах редких земель при общем высоком уровне содержаний REE+Y (598–670 г/т) и слабо дифференцированном профиле ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2,6\text{--}4,5$) отмечаются резкие Eu-минимумы. По всем параметрам изученные породы практически идентичны гранитоидам петротипического Шибеликского массива. В целом по петрогеохимическим показателям граниты шибеликского комплекса сопоставляются с типичными внутриплитными щелочными гранитоидами А-типа (рис. 32) и могут быть отнесены к проявлениям щелочногранитовой формации.

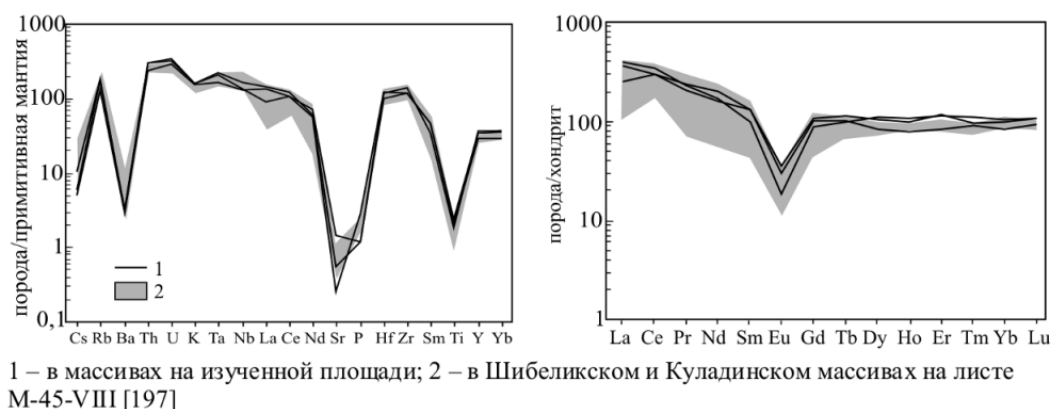
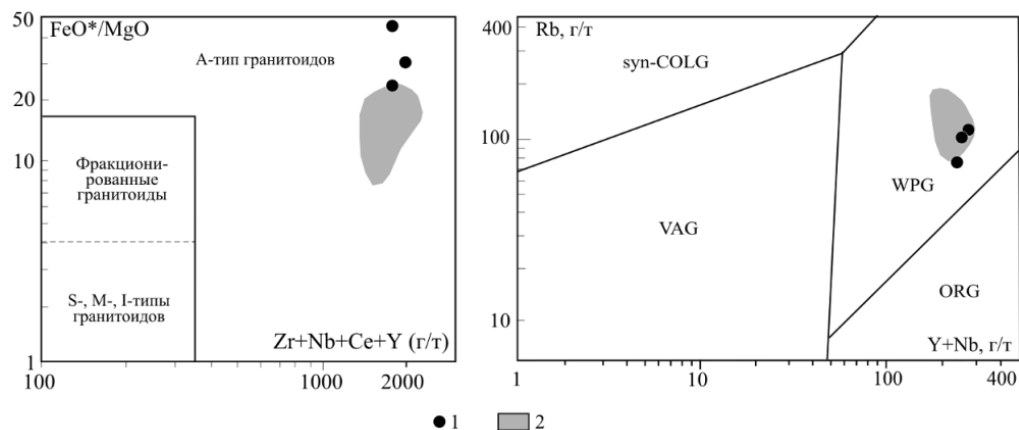


Рис. 31. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах шибеликского комплекса.

В качестве необычной особенности пород шибеликского комплекса отмечается их обогащенность золотом (0,1–0,4 г/т).

Возраст шибеликского комплекса, согласно обновленной серийной легенде [34], определяется как поздний карбон–ранняя пермь и основывается на радиологической датировке 301 млн

лет по цирконам (SHRIMP-II) из гранитов Шибеликского массива.



1 – в массивах на изученной площади; 2 – в Шибеликском и Куладинском массивах на листе М-45-VIII [197]

Рис. 32. Соотношения петрогенных и редких элементов в гранитах шибеликского комплекса.

На площади установлены проявления и пункты минерализации циркония и REE (прил. 1), генетически связанные с гранитами шибеликского комплекса. Полученные при ГДП-200 данные указывают на то, что щелочные гранитоиды шибеликского комплекса и экзоконтактные зоны их массивов являются потенциально перспективными для выявления промышленных месторождений редких и редкоземельных металлов (Zr, Nb, REE). Кроме того, в гранитоидах установлены аномально высокие концентрации золота, предположительно золото-порфировой формации.

Терехтинский габбро-долеритовый комплекс ($v\beta, \beta, l\beta P_2 - T_1 t$) в Горном Алтае объединяет несколько дайковых поясов, петротипический Терехтинский пояс (ареал) расположен на листе М-45-XV.

На рассматриваемой площади к данному комплексу отнесены дайки базитов, развитые в пределах Коргоно-Терехтинской СФЗ. Размещение даек неравномерное, в основном они развиты в восточной и центральной частях СФЗ, тяготея к зонам главных разломов – Чарышско-Терехтинского, Кучерлинского и Алтайского. Местами наблюдается их повышенная концентрация (р. Теректушка, р. Бол. Громотуха, р. Красная Бирюкса, окрестности пос. Мараловодка). Большинство даек локализовано среди метаморфических сланцев терехтинского комплекса, единичные тела зафиксированы в девонских вулканогенно-осадочных толщах Коргонского прогиба.

Ориентировка даек преимущественно субмеридиональная и северо-западная, редко – субширотная и северо-восточная. Мощности варьируют от 1–2 до десятков метров при протяженности до первых сотен метров. Контактное воздействие на вмещающие породы обычно незначительное (у наиболее мощных тел не превышает первых метров) и выражается, чаще всего, в слабом ороговиковании, окварцевании и эпидотизации, реже – в амфиболизации и карбонатизации при постоянном развитии тонких инъекций гидротермалитов аналогичного состава.

Петрографически среди пород комплекса выделяются три разновидности – долериты, лейкодолериты и габбродолериты. Долериты пользуются наибольшим распространением. Внешне это темно-зелено-серые до серых массивные мелко- и мелкозернистые породы, часто порфировидные с фенокристами плагиоклаза размером до 1–1,5 см. Микроструктуры основной массы – офитовая, пойкилоофитовая, интерсерральная. Постоянные главные минералы: плагиоклаз – 40–60 %, клинопироксен – 30–40 %, магнетит+ильменит – 5–10 %, кварц – 1–5 %. Часто присутствует буровато-зеленая роговая обманка, иногда достигающая в количестве 20–30 %, при этом доля клинопироксена снижается до 5–10 %. В некоторых случаях фиксируется ортопироксен (до 5 %) и единичные пластинки биотита. Нередко в сростках с интерстиционным кварцем развит калишпат. Плагиоклаз и темноцветные минералы, обычно, в той или иной степени, замещены вторичными минералами (альбит, соссюрит, хлорит, эпидот, актинолит, тремолит, кальцит, лейкоксен, биотит). Из акцессорных минералов, чаще всего, отмечается апатит (иногда – до 2–3 %) и сфен, спорадически фиксируются единичные зерна пирита, циркона, рутила. Габбродолериты редко слагают самостоятельные дайки и обычно проявлены в центральных раскристаллизованных частях относительно более крупных тел долеритов, петрографически отличаясь от последних лишь развитием габбровой структуры. Лейкодолериты встречаются

крайне редко и отличаются повышенными содержаниями плагиоклаза (до 65–70 %) и кварца (до 5–7 %).

Химический состав пород комплекса характеризуется нормальной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,1\text{--}5,7$ масс. %) с умеренным и повышенным уровнем калиевоности ($\text{K}_2\text{O} = 0,4\text{--}1,8$ масс. %) при вариациях $\text{SiO}_2 = 46,9\text{--}54,0$ масс. % (рис. 30). Характерными признаками являются умеренная глиноземистость ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,1\text{--}16,6$ масс. %; $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0,37\text{--}0,54$), умеренная до высокой титанистость ($\text{TiO}_2 = 1,01\text{--}2,25$ масс. %), преимущественно низкая фосфористость ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,14\text{--}0,38$). Изменчивый и в целом невысокий уровень магниальности ($\text{MgO} = 4,0\text{--}8,1$ масс. %; $\text{mg}^*=45\text{--}63$) связан, вероятно, с различной дифференцированностью пород и/или степенью коровой контаминации. По редкоэлементным составам на спайдерграммах устанавливается обогащенность пород относительно примитивной мантии и хондрита всеми несовместимыми элементами, при этом наиболее характерной особенностью являются отчетливые Ta-Nb минимумы и отсутствие ясно выраженной Ti-аномалии (рис. 33). Редкоземельным спектрам свойственны умеренная дифференцированность с преобладанием легких земель над тяжелыми ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=3,2\text{--}5,4$) и отсутствие отрицательной Eu-аномалии при суммарных содержаниях $\text{REE}+\text{Y}=93\text{--}172$ г/т.

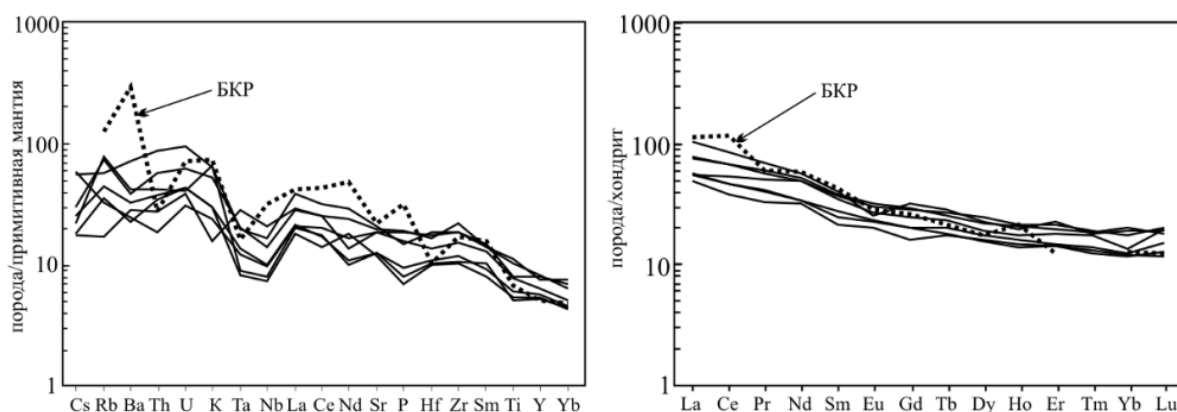


Рис. 33. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах терехтинского интрузивного комплекса [59].

В целом по петрогеохимическим параметрам типизация и интерпретация базитов терехтинского комплекса неоднозначна. С одной стороны, по содержаниям и характеру распределения несовместимых элементов (исключая барий) породы комплекса в определенной мере сходны с базитами континентальных рифтов; с другой – по соотношениям высокочarged элементов, как это видно на диаграммах Th–Hf–Ta, Th/Ta–La/Yb, Nb/U–Nb (рис. 30 д, е, ж), составы пород в большей степени сопоставляются с островодужными (надсубдукционными) базитами, что не согласуется с общепринятой точкой зрения о терехтинских базитах как о внутриплитных континентальных образованиях [34]. Имеющееся единственное определение Sr–Nd изотопного состава долеритов одной из даек на левобережье р. Чендек (проба 970-1), пространственно наиболее сближенной с петротипическим ареалом комплекса, ясности не вносит – по установленным параметрам ($\epsilon\text{Nd}_T=3,0$, $\epsilon\text{Sr}_T=43,2$, при $T=250$ млн лет) интерпретация может быть различной. Несмотря на выявленную неопределенность, нами в настоящей работе принимается «внутриплитная» гипотеза формирования комплекса, но вместе с тем, по нашему мнению, необходимо учитывать его проблематику*.

Возраст терехтинского комплекса определяется серийной легендой как пермско–триасовый,

* В настоящее время отсутствуют современные радиологические определения возраста базитов из терехтинского петротипического ареала (пояса), что ставит под сомнение само выделение данного комплекса. Кроме того, породы петротипического ареала полностью лишены геохимических характеристик, основанных на современных прецизионных аналитических методах. Это не позволяет проводить достоверные и надежные корреляции с аналогичными базитовыми ассоциациями других районов Алтая, включая территорию листа М-45–XIV. Остаются неопределенными геологическая позиция и границы терехтинского петротипического ареала: по разным данным, дайки ареала размещаются почти исключительно в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ [186], распространены в Ануйско-Чуйской и Коргоно-Терехтинской СФЗ [64], развиты только в пределах Коргоно-Терехтинской СФЗ [34]. Все осложняется тем, что с северо-запада терехтинский петротипический ареал стыкуется с поясом малых интрузий позднедевонского урскульского комплекса. Внешне и петрографически породы обоих комплексов практически не различаются, петрохимически сходны. Исходя из этого, не исключено, что выделяемые в терехтинский петротипический ареал (и комплекс) образования являются юго-восточным продолжением пояса базитов урскульского комплекса.

что основывается на ранних К-Аг датировках (Михалева Л. А., 1962, 1989), а также на выявленных геологических взаимоотношениях базитов, отнесенных к данному комплексу, с вмещающими породами в других районах Горного Алтая [34].

Проявлений полезных ископаемых в генетической или парагенетической связи с терехтинским комплексом на территории работ не установлено.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические образования на территории листа М-45-ХІV имеют широкое распространение. Всю центральную часть листа выполняют породы позднепротерозойского (согласно серийной легенде) терехтинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса, являющиеся продуктами регионального метаморфизма и составляющие вещественную основу Коргоно-Терехтинской СФЗ. К локальным проявлениям относятся образования контактового метаморфизма и метаморфиты зон разломов, а также различные метасоматиты. С разной степенью детальности они охарактеризованы в главах «Магматизм», «Тектоника» и «Полезные ископаемые».

Терехтинский метабазит-метапелитовый глаукофан-зеленосланцевый комплекс ($s, asPR_2(O_1)t$) является полиформационным образованием, сформированным предположительно в раннем ордовике и включающим в себя зеленые и глаукофановые метаморфические сланцы. В своем современном виде комплекс представляет собой вытянутый в северо-западном направлении крупный (~40×150 км) тектонический блок (Терехтинский горст) в составе Коргоно-Терехтинской СФЗ, ограниченный с севера и северо-востока Чарышско-Терехтинским, а с юга и юго-запада – Алтайским и Южно-Терехтинским разломами, и характеризующийся сложным пликативным строением с широким распространением изоклиальной складчатости и деформированных дизъюнктивов, разбивающих структуру горста на тектонические чешуи и мелкие блоки.

На территории листа М-45-ХІV породные ассоциации комплекса развиты в центральной и южной частях, занимая в общей сложности 40–45 % площади. Их взаимоотношения с телами апоперидотитовых серпентинитов, локализованных среди метаморфитов, а также с обрамляющими Терехтинский горст стратиграфическими подразделениями кембрия–силура (сугашская свита, горноалтайская серия, бирюксинская свита, тигирекская серия) повсеместно тектонические. Контакты с девонскими вулканогенно-осадочными отложениями (холзунская, ергольская, коргонская свиты), выполняющими наложенные мульды, грабены и полуграбены в пределах горста, преимущественно также тектонические, но в ряде случаев интерпретируются как нормальные структурно несогласные взаимоотношения, хотя непосредственных обнаженных контактов нашими наблюдениями не зафиксировано. Метаморфические толщи комплекса прорываются многочисленными разновозрастными интрузивами, наиболее древние из которых относятся к проявлениям ранне-среднедевонского коргонского вулканического комплекса.

В составе комплекса, согласно [126], выделяются два подкомплекса: *существенно метабазитовый* и *существенно метапелитовый*, в границах и по вещественному наполнению соответствующие ранее закартированным [167] уймонской и терехтинской свитам*. Выделение подкомплексов, как и свит прежде, достаточно условное, что связано с качественным сходством их вещественного состава и, как следствием, неопределенностью границ между ними. Различие заключается в основном в количественной роли метабазитов (метаморфизованных базальтов и, вероятно, их туфов) в том и другом подкомплексе: в метабазитовом их доля существенная, в метапелитовом – незначительная. На рассматриваемой площади, по данным В. А. Зыбина [167], границы между подкомплексами имеют тектоническую природу и отражают их структурное несогласие, что может быть обусловлено складчато-чешуйчато-глыбовым строением всей зоны метаморфизма. В общем структурном плане образования метабазитового подкомплекса при-

* В метабазитовый подкомплекс также включены метаморфические породы Окольского блока, ранее выделенные В. А. Зыбиным [167] и затем включенные в легенду Горно-Алтайской серии в качестве диафторированных образований барбышского комплекса кристаллических сланцев и гнейсов. Ревизия материалов предшественников и наши наблюдения показали, что по вещественным признакам (отсутствию каких-либо реликтов кристаллических сланцев и гнейсов, включая основные минералы-индикаторы для пород барбышского комплекса, минералогическому и химическому сходству с метабазитами и метапелитами терехтинского комплекса), степени метаморфизма, стилю дислокаций, наличию глаукофансодержащих разновидностей данные образования следует относить к терехтинскому комплексу.

урочены к южной периферии Терехтинского горста, а толщи метапелитового – к его северной части, при этом в последних реконструируется преимущественное падение структурных элементов (осевых плоскостей складок, кристаллизационной сланцеватости, реликтовой слоистости) в северных румбах, что, по мнению Г. Г. Дук [45], позволяет рассматривать горст в целом как фрагмент (северное крыло) крупной антиклинорной структуры субширотного простираения с метабазитовым подкомплексом в ее ядерной части.

В геофизических полях метаморфиты комплекса четкого выражения не имеют, что, возможно, обусловлено распространением в пределах горста разнотипных по физическим параметрам интрузивных и вулканогенно-осадочных образований. Некоторый контраст проявляется при сопоставлении подкомплексов: для метабазитового характерны положительные магнитные поля со значениями интенсивности ΔT от 0 до +500 нТл и относительно менее интенсивные отрицательные гравитационные аномалии (Δg – от –130 до более –110 мГал), метапелитовому свойственны отрицательная магнитность (ΔT – от 0 до –150 нТл) и меньшая плотность (Δg – от –128 до –140 мГал) пород.

Метабазитовый подкомплекс распространен в южной зоне горста в виде непрерывной субширотной полосы шириной от 4–5 до 15 км, восточное окончание которой, вероятно, перекрывается кайнозойскими отложениями Уймонской котловины. Породный состав подкомплекса характеризуется значительной долей метабазитов (ортосланцев), достигающей, по разным оценкам, до 40–50 % [167], частым присутствием мраморов и кварцитов, подчиненной ролью метатерригенных разновидностей (парасланцев). Метабазиты и метатерригенные породы имеют типичный облик зеленых сланцев, практически лишены реликтов исходных пород и различаются, главным образом, по наличию амфибола (в метабазитах) и/или химическому составу. Повсеместно сланцы интенсивно смяты в складки разного порядка, но генеральное простираение сланцеватости и осей складок отчетливо устанавливается в субширотном направлении.

Разрез подкомплекса (в качестве уймонской свиты) наиболее полно изучен А. И. Родыгиным и В. А. Зыбиным [95, 167] на водоразделе рек Бол. Окол–Окол. Основание толщи не вскрыто. Начиная с левобережья р. Окол, здесь выделены следующие условные пачки (с юга на север):

1. Зелено-серые, серые плейчатые кварц-хлоритовые, кремнистые, реже хлоритовые сланцы; в основании 10 м пачка буровато-серых плейчатых кварцитов и кремнистых сланцев..... 170 м
2. Темно-зеленые волнистосплоенные часто сильно магнитные глаукофансодержащие ортосланцы с двумя линзами (25 и 45 см) зеленовато-белых кварцитов..... 430 м
3. Зеленовато-серые хлоритовые, кремнистые и известковистые сланцы с маломощными (0,15–1 м) линзами буровато-светло-серых кварцитов 25 м
4. Зеленовато-серые карбонат-хлорит-кварцевые, реже кремнистые интенсивно сплоенные парасланцы; в средней части горизонт (до 45 м) массивных ортосланцев..... 320 м
5. Серо-зеленые сплоенные зернистые карбонат-кварц-хлоритовые сланцы 140 м
6. Зеленовато-белые сплоенные, часто кавернозные известковистые сланцы 110 м
7. Зелено-серые преимущественно кварц-альбит-хлоритовые парасланцы сплоенные, в верхней части встречаются хлоритовые сланцы с маломощными (до 2–3 м) линзами кварцитов и серых мраморизованных известняков..... 290 м
8. Зеленые и желтовато-зеленые полосчато-плейчатые ортосланцы с частыми довольно мощными (10–15 м) линзами буровато-серых и светло-серых кварцитов 150 м
9. Темно-зеленые и зеленые массивные, в верхах более рассланцованные и сплоенные глаукофансодержащие ортосланцы 470 м
10. Зеленые полосчато-плейчатые ортосланцы, реже – хлоритовые и эпидот-альбит-хлоритовые сланцы 125 м
11. Зеленые, темно-зеленые массивные и полосчато-плейчатые ортосланцы, в первой половине – часто глаукофановые, в подчиненном количестве наблюдаются кремнистые и хлоритовые сланцы 840 м
12. После маломощной (около 10 м) зоны дробления пород наблюдается пачка зеленых интенсивно сплоенных хлоритовых, кремнистых парасланцев, реже – полосчато-плейчатых ортосланцев..... 90 м
13. Чередование кремнистых, карбонатных, альбит-хлоритовых парасланцев, в основании – зеленых плейчатых ортосланцев с линзами кварцитов 125 м
14. Зеленовато-серые кварц-альбит-хлоритовые и известковистые сланцы 100 м
15. Зеленые полосчато-плейчатые глаукофановые ортосланцы, чередующиеся с кварц-альбит-хлоритовыми, редко – известковистые интенсивно сплоенные парасланцы 200 м
(Пачка с обеих сторон отделена разрывными нарушениями)
16. Переслаивание светло-серых и зеленовато-серых сплоенных кавернозных известковистых парасланцев с кварц-карбонат-альбит-хлоритовыми парасланцами..... 175 м
17. Зеленые плейчатые ортосланцы с линзами мраморов и кварцитов (мощностью до 25 м) и кварц-альбит-хлоритовых, реже известковистых парасланцев..... 170 м

Суммарная мощность толщи по разрезу составляет 3 930 м. Учитывая нередкое развитие изоклинальной складчатости в толще, вполне вероятно сдвигание некоторых частей разреза. В целом выделяются 4 обобщенных интервала (от начала разреза): 1 – существенно ортосланце-

вый со спорадическими линзами кварцитов (625 м); 2 – существенно парасланцевый (860 м); 3 – ортосланцевый, часто с глаукофансодержащими разновидностями (1 585 м); 4 – орто-парасланцевая с линзами мраморов и кварцитосланцев (860 м).

Метапелитовый подкомплекс развит в северной части Терехтинского горста, занимая обширные площади южных склонов одноименного хребта, а также бассейна нижнего течения р. Красноярка. В составе подкомплекса резко преобладают метатерригенные разновидности, изредка отмечаются маломощные линзовидные тела мраморов, кварцитосланцев и metabазитов. По внешнему облику, степени метаморфизма и дислоцированности породы неотличимы от петрографических аналогов metabазитового подкомплекса. Хорошо обнаженный разрез подкомплекса в бассейне р. Кастахта в качестве терехтинской свиты изучен А. И. Родыгиным [96]. Здесь по серии сближенных частных разрезов вкост северо-западного простирания сланцеватости выделено более 20 пачек, которые сгруппированы в 4 толщи (с юго-востока на северо-запад):

1. Кастахтинская толща. Зеленовато-серые грубополосчатые кварц-альбит-серицит-хлоритовые известковистые сланцы с редкими (не более 2 %) полосами серицит-хлоритовых сланцев и желтоватых мраморизованных известняков.....	3 630 м
2. Чарлуокская толща. Преобладают зеленовато-серые тонкополосчатые кварц-альбит-мусковит-хлоритовые сильноизвестковистые (кальцита 50–60 %) сланцы, в подчиненном количестве зеленовато-серые слабоизвестковистые кварц-альбит-серицит-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы	1 520 м
3. Культайринская толща. Зеленовато-серые плейчатые кварц-альбит-серицит-хлоритовые слабоизвестковистые алевроитовые сланцы (77 % толщи), зелено-серые кварц-альбит-серицит-хлоритовые известковистые сланцы (13 %), чередование алевроитовых и пелитовых сланцев (10 %).....	2 620 м
4. Карыгемская толща. Зеленовато-серые тонкочешуйчатые существенно серицит-хлоритовые сланцы.....	830 м

Суммарная мощность по сводному разрезу (8 600 м), по мнению А. И. Родыгина, не является истинной и обусловлена изоклинальной складчатостью.

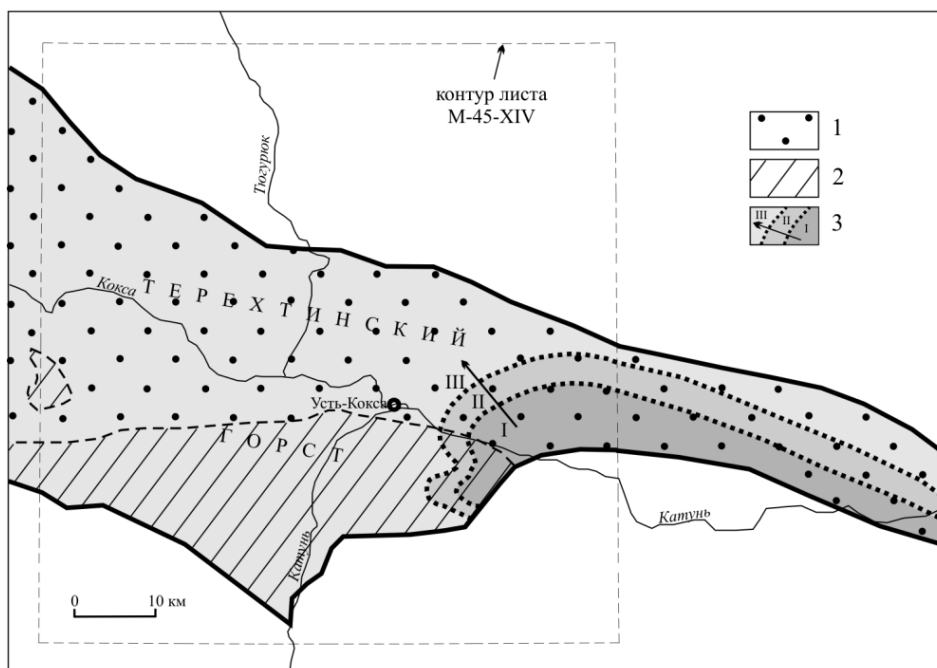
Внутренняя структура метапелитового подкомплекса устанавливается по простиранию кристаллизационной сланцеватости и полосчатости, залеганию линз кварцитов, мраморизованных известняков и ортосланцев, ориентировке осей складок. По заключению В. А. Зыбина [167], препарируется преимущественно субширотная ориентировка структурных элементов.

В числе главных породных разновидностей терехтинского комплекса выделяются пара- и ортосланцы, кварцитосланцы (кремнистые сланцы) и мрамора. В количественном отношении ведущая роль принадлежит разнообразным парасланцам (около 60 % в metabазитовом и более 90 % в метапелитовом подкомплексах). Они полностью лишены реликтовых признаков терригенных пород и определяются по минеральным ассоциациям, в которых практически постоянно присутствуют в различных соотношениях кварц, альбит, серицит-мусковит-фенгит и хлорит, часто отмечается кальцит, эпизодически – эпидот, актинолит, биотит, стильпномелан, гранат и магнетит, в качестве аксессуарных встречаются турмалин, сфен, рутил, апатит. Породы окрашены в зелено-серые тона, сланцеватые, полосчатые, с лепидогранобластовой структурой. Обычным для парасланцев является развитие в них маломощных (от миллиметров до 15–20 см) разноориентированных жильных инъекций, сложенных совместно или порознь кварцем, кальцитом и хлоритом. Сгущения таких прожилков напоминают малообъемные штокверки. Ортосланцы составляют значительную часть в metabазитовом подкомплексе и спорадически развиты в метапелитовом (не более 5–8 %). По текстурным и структурным свойствам они сходны с метапелитами и выделяются обычно своей более густой зеленой и темно-зеленой окраской, что отражает доминирование в составе пород темноцветных минералов над светлыми. Для них характерна минеральная ассоциация из хлорита, амфибола (актинолит, винчит, глаукофан-кроссит), эпидота, мусковита-фенгита, альбита, кальцита, магнетита и сфена, реже фиксируются кварц, биотит, стильпномелан, гранат, пумпеллиит, гематит, апатит. Иногда среди ортосланцев отмечаются разновидности с относительно крупными (до 4–5 мм) порфиробластами альбита (An 3–5), погруженными в темно-зеленый матрикс и составляющими до 40–45 % объема породы. Возможно, такие порфиробласты наследуют первичные порфиновые выделения плагиоклаза в исходных базальтах. Кварциты и кремнистые сланцы эпизодически встречаются в обоих подкомплексах, но чаще в metabазитовом, где они чередуются с пара- и ортосланцами и линзами мраморов. Мощность тел кварцитов и кремнистых сланцев не превышает первых метров, редко до десятков метров. Как правило, им присуща полосчатость, выраженная в развитии тонких слоев альбит-мусковит-хлоритового состава. Основная масса сложена микрогранобластовым кварцем (80–90 %), спорадически развиты мусковит, хлорит, оксид железа и альбит, в редких случаях отмечаются графит и эпидот (пьемонтит). Текстура пород сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Мраморы, как и другие породы комплекса, обычно в той или иной

степени рассланцованы, иногда пльчатые. Чаше встречаются в метабазитовом подкомплексе, образуя линзы мощностью от долей метра до 20 м, редко – более. Помимо карбонатов (кальцит, в подчиненном количестве доломит) в них часто отмечают тонкие просечки, состоящие из хлорита, слюды и рудных минералов.

Петрофизическая характеристика пород приведена в приложении 15.

Степень и характер метаморфических преобразований в пределах комплекса сравнительно однородны. Различия заключаются, главным образом, в вариациях химических составов породообразующих минералов, отражающих изменения РТ-условий метаморфизма. По данным Г. Г. Дук [45], комплекс характеризуется развитием трех парагенетических метаморфических зон, сменяющих друг друга с юга на север и с востока на запад и фиксирующих смену типовых минеральных парагенезисов (рис. 34).



1–2 – выделяемые подкомплексы: 1 – метапелитовый, 2 – метабазитовый; 3 – метаморфические зоны и их границы, по Г. Г. Дук [45]: I – глаукофановая, II – винчитовая, III – актинолитовая. Стрелкой показано направление уменьшения доли селадонитового компонента в белых слюдах.

Рис. 34. Метаморфическая зональность терехтинского метаморфического комплекса.

Первая зона характеризует ранний этап высокобарического метаморфизма ($P=7-8$ кбар, $T=400-450$ °C) и выделяется по появлению в метабазитах критического парагенезиса глаукофана с фенгитом, содержащим 45–55 % селадонитового компонента (суммарного количества Fe и Mg), а в метапелитах – фенгитов с 40–50 % селадонитового компонента. Вторая (узкая переходная) и третья (резко преобладающая по объему) зоны отражают поздний регрессивный этап метаморфических преобразований в режиме снижения давления и температуры ($P=2-3$ кбар, $T=300-350$ °C), при этом в метабазитах происходит постепенная смена глаукофана на винчит (вторая зона) и далее на актинолит (третья зона), а в метапелитах – снижение в белых слюдах содержания селадонитового компонента до уровня 20–30 % в третьей зоне. Границы между выделенными зонами имеют характер постепенных переходов и «размыты» более поздними тектоническими деформациями. Сходная оценка температур и давлений по минералам метабазитов приведена Н. И. Волковой [23]: 350–450 °C и 6–8 кбар. В целом, по типоморфным минеральным ассоциациям (кварц+альбит+мусковит+хлорит в метапелитах и актинолит-винчит-глаукофан+эпидот+хлорит+альбит+кварц в метабазитах) и установленным РТ-параметрам, комплекс может быть отнесен, по классификации Е. В. Складорова [113], к глаукофан-зеленосланцевой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма или к проявлениям, сформированным в условиях перехода от зеленосланцевой к глаукофансланцевой фации (глаукофан-зеленосланцевый тип).

Петрогеохимическая характеристика комплекса и природа протолитов. Метапелиты (парасланцы) характеризуются широкими вариациями всех петрогенных компонентов (табл. 9), при этом заметных различий между породами подкомплексов не наблюдается, за исключением

известковистости: в парасланцах метапелитового подкомплекса более высокий средний уровень содержаний CaO (9,50 против 7,12 масс. % в метабазитовом) и чаще отмечаются повышено известковистые (CaO – 12–18 масс. %) разновидности.

Таблица 9

Средние химические составы пород терехтинского метаморфического комплекса

	Метабазитовый подкомплекс			Метапелитовый подкомплекс	
	метабазиты		метапелиты	метабазиты винчит-актинолитовые	метапелиты
	винчит-актинолитовые	глаукофановые			
N	63	7	25	11	60
SiO ₂	<u>46,20</u> 40,30–51,44	<u>46,57</u> 43,13–50,72	<u>56,75</u> 50,90–63,90	<u>46,16</u> 43,07–48,35	<u>53,66</u> 44,47–67,92
TiO ₂	<u>2,47</u> 1,35–4,34	<u>2,65</u> 2,20–3,10	<u>0,74</u> 0,41–1,07	<u>1,96</u> 1,02–3,02	<u>0,71</u> 0,46–1,0
Al ₂ O ₃	<u>15,06</u> 11,52–18,64	<u>13,76</u> 12,89–14,93	<u>13,37</u> 9,85–19,59	<u>15,01</u> 12,99–16,85	<u>13,11</u> 8,97–19,48
Fe ₂ O ₃	<u>6,90</u> 1,26–14,45	<u>8,95</u> 6,18–10,30	<u>2,75</u> 1,34–4,44	<u>5,54</u> 2,61–9,26	<u>2,31</u> 0,28–4,66
FeO	<u>6,39</u> 2,25–10,52	<u>5,24</u> 3,10–6,26	<u>3,81</u> 2,08–6,05	<u>6,86</u> 4,39–10,07	<u>3,78</u> 0,88–6,88
MnO	<u>0,19</u> 0,12–0,31	<u>0,17</u> 0,14–0,22	<u>0,13</u> 0,02–0,47	<u>0,17</u> 0,14–0,20	<u>0,12</u> 0,04–0,17
MgO	<u>5,27</u> 1,35–11,96	<u>4,90</u> 3,86–5,75	<u>2,91</u> 0,11–6,20	<u>6,35</u> 4,10–8,40	<u>3,44</u> 1,25–6,0
CaO	<u>8,40</u> 2,85–12,91	<u>9,65</u> 7,17–14,71	<u>7,12</u> 1,08–13,10	<u>9,52</u> 3,10–13,33	<u>9,50</u> 1,0–19,87
Na ₂ O	<u>2,91</u> 0,67–5,16	<u>2,96</u> 1,90–4,68	<u>2,23</u> 0,25–4,14	<u>2,62</u> 1,15–3,46	<u>2,63</u> 0,68–4,62
K ₂ O	<u>0,47</u> 0,03–2,55	<u>0,33</u> 0,15–0,59	<u>1,59</u> 0,65–3,62	<u>0,46</u> 0,04–0,77	<u>1,40</u> 0,24–3,35
P ₂ O ₅	<u>0,42</u> 0,11–0,89	–	<u>0,19</u> 0,13–0,31	<u>0,29</u> 0,08–0,52	<u>0,17</u> 0,11–0,37

Примечание. Содержания компонентов – в масс. %. В числителе – среднее арифметическое, в знаменателе – пределы вариаций. N – количество проб. Прочерк – нет данных. Кроме авторских использованы анализы из работ Г. Г. Дук и В. А. Зыбина [45, 167].

В целом метапелитам комплекса свойственны преимущественно низкая и умеренная кремнекислотность (содержания SiO₂, в основном, в интервале 52–59 масс. %) и низкая щелочность (Na₂O+K₂O – чаще в пределах 3–4 масс. %) с почти постоянным преобладанием натрия над калием.

На диаграмме А. Н. Неелова (рис. 35 а) составы терехтинских метапелитов в своем подавляющем большинстве располагаются в поле IV, соответствуя алевролитам, в том числе известковистым, а также туффитам основного состава, и незначительно распространяясь на пограничные области песчаников и аргиллитов.

По содержаниям (прил. 14) и отношениям редких элементов (рис. 35 г) метапелиты обнаруживают аналогию с терригенными и туфогенными осадками окраин континентов, в частности островодужных систем, а кроме того практически идентичны терригенным породам горноалтайской серии и сугашской свиты, что позволяет рассматривать последние в качестве одних из вероятных протолитов для метапелитов терехтинского комплекса.

Для метабазитов также характерны значительные изменения содержаний петрогенных и редких элементов при отсутствии значимых отличий как между породами подкомплексов, так и между петрографическими разновидностями (винчит-актинолитовыми и глаукофановыми) (табл. 9, рис. 36). По уровням кремнекислотности (SiO₂ – 42–52 масс. %), общей щелочности и ее типу (Na₂O+K₂O=0,7–6,4 масс. %; Na₂O/K₂O=1,6–84,3) они отвечают нормальным и умереннощелочным натриевым производным пикробазальт-базальтового ряда. В целом для метабазитов комплекса свойственны пониженные глиноземистость (Al₂O₃ – чаще 13–15 масс. %) и магнезиальность (MgO – преимущественно 4–6 масс. %; mg'=40–50) (здесь и далее коэффициент mg'=100Mg/(Mg+Fe), мол. к.), повышенная известковистость (CaO – в основном выше 8 масс. %), обогащенность титаном (TiO₂ – чаще 2–3 масс. %) и фосфором (P₂O₅ – чаще выше 0,3 масс. %).

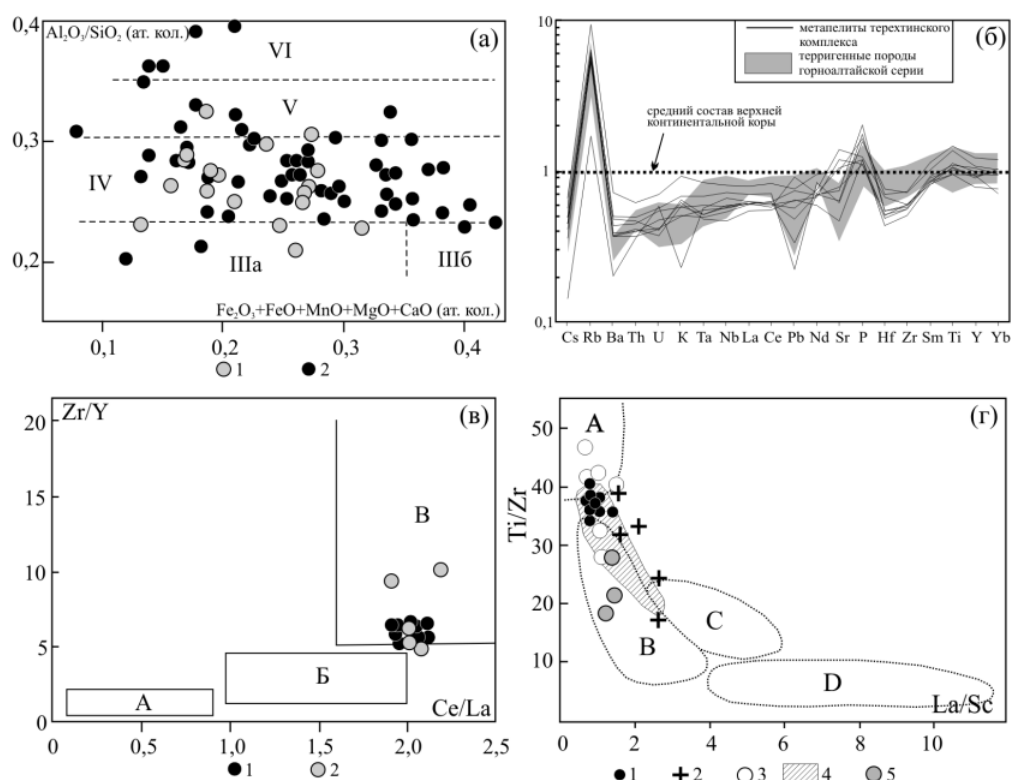


Диаграмма (а) – по Неелову А. Н. [74]. 1–2 – метapelиты из метабазитового (1) и метapelитового (2) подкомплексов. Поля: IIIa – песчаники, туффиты среднего и основного состава; IIIб – карбонатные и карбонатно-железистые породы; IV – алевролиты, туффиты основного состава, V – алевропелитовые аргиллиты; VI – пелитовые аргиллиты.

Спайдерграмма (б): содержания нормированы по составу верхней континентальной коры [145].

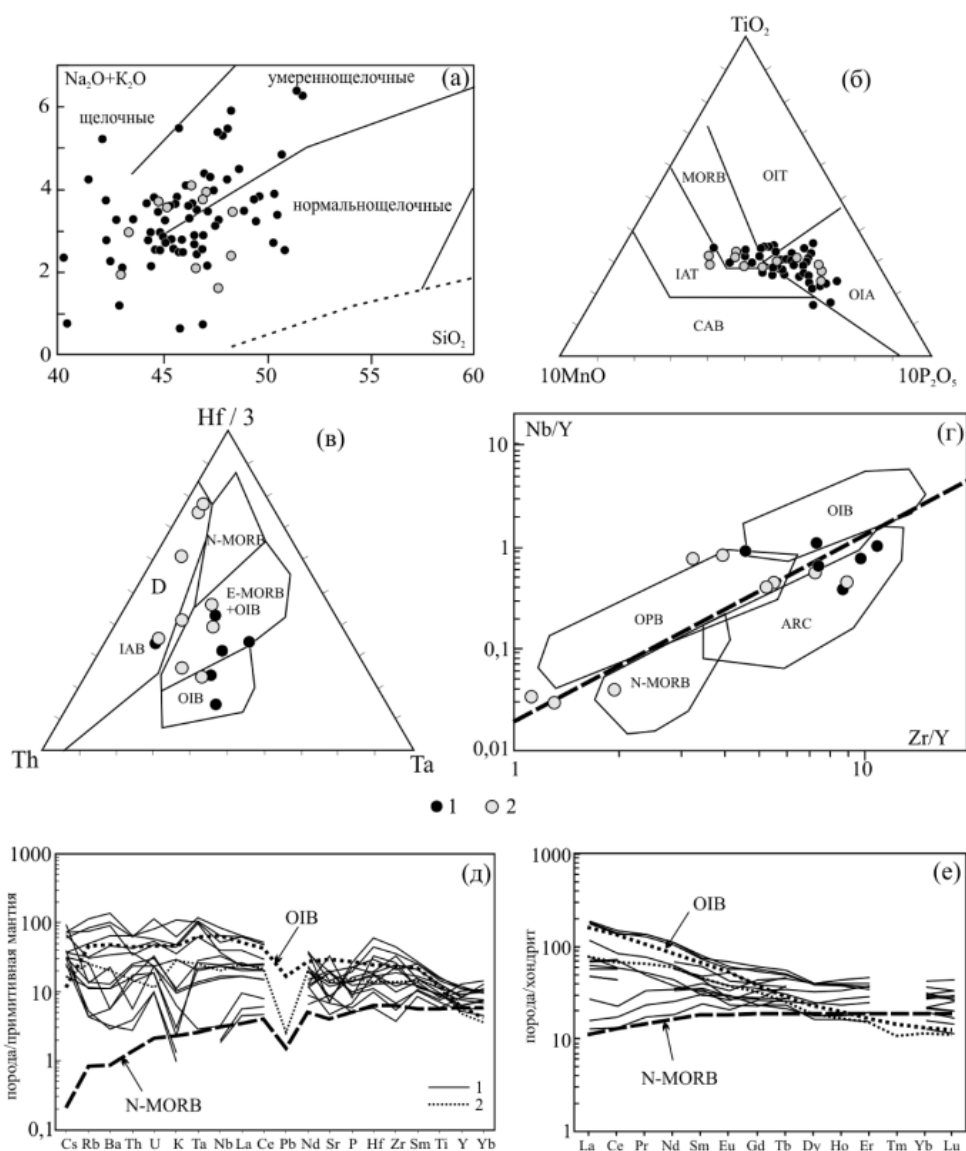
Диаграмма (в) – по Морозову О. Л. [71]. 1 – метapelиты терехтинского комплекса, 2 – породы горноалтайской серии. Поля: А – гидротермальных, диагенетических и смешанных металлонесущих осадков Тихого океана; Б – средние океанические пелагические глины; В – терригенные и туфогенные осадки окраин континентов.

Диаграмма (г) – по Bhatia, Crook [131]. 1 – метapelиты терехтинского комплекса; 2–4 – горноалтайская серия: 2 – на листе М-45-ХIV, 3 – на листе М-45-ХIII [197], 4 – на листе М-45-ХХIII [33]; 5 – сугашская свита. Поля: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

Рис. 35. Соотношения петрогенных и редких элементов в метapelитах терехтинского метаморфического комплекса.

На дискриминационной диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (рис. 36) точки составов терехтинских метабазитов располагаются преимущественно в композиционных полях щелочных базальтов океанических островов и базальтов срединно-океанических хребтов, частично смещаясь в область островодужных толеитов. Редкоэлементный состав метабазитов определен по 15 анализам (из них 1 авторский, 14 заимствованы из работы [23]) (прил. 14). Для обеих породных разновидностей отмечаются значительные вариации содержаний несовместимых элементов, как LILE, так и HFSE (Rb – 3–71 г/т, Ba – 20–970 г/т, Sr – 100–695 г/т, Th – 0,2–5,5 г/т, Nb – 1–60 г/т, Zr – 43–494 г/т, Y – 24–60 г/т, La – 3–45 г/т, Yb – 2,3–7,3 г/т). В некоторых случаях отчетливо выражен Ta-Nb-минимум в редкоэлементном спектре. Сумма редких земель изменяется в пределах 50–260 г/т при вариациях значений La_N/Yb_N в интервале 0,5–6,8. В целом по характеру распределения и соотношению несовместимых элементов (рис. 36) среди терехтинских метабазитов выделяются три типа, сопоставимые с 1) базальтами океанических островов (OIB), 2) нормальными и обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов (N- и E-MORB), 3) островодужными базальтами (IAB).

Приведенная общая вещественная характеристика терехтинского комплекса позволяет предполагать, что его формирование происходило за счет нескольких разнотипных и, по-видимому, разновозрастных протолитов: базальтов OIB-, MORB- и IAB-типов, островодужных терригенных отложений (в том числе, вероятно, пород горноалтайской серии и сугашской свиты), океанических осадков – кремнистых (преобразованы в кварцитосланцы) и карбонатных (мраморы).



На диаграммах (а) – (г): 1 – глаукофановые, 2 – винчит-актинолитовые. Основы диаграмм: (а) – по Петрографическому кодексу, 2009; (б) – по Mullen [139], (в) – по Wood [150], (г) – по Condie [132]. Поля на диаграммах (здесь и далее): OIT – толеиты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов, CAB – известково-щелочные базальты, IAT – толеиты островных дуг, MORB – базальты срединноокеанических хребтов, N-MORB – нормальные и E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; IAB, ARC – островодужные базальты; OPB – океанические платобазальты. На спайдерграммах (д) и (е): 1 – по анализам из работы [23], 2 – по авторскому анализу. Составы примитивной мантии, хондрита, N-MORB и OIB – по Sun, McDonough [146].

Рис. 36. Соотношения петрогенных и редких элементов в метабазитах терехтинского метаморфического комплекса.

Ранние К-Аг изотопные датировки по различным минералам метаморфитов, охватывающие диапазон 220–1 090 млн лет назад [45], не имеют однозначной трактовки. В отношении возраста и природы метаморфизма существует две точки зрения [126]. Согласно одной из них, терехтинские метаморфиты являются, вероятно, наиболее древними (позднедокембрийскими) из всех метаморфических комплексов Алтая и образовались в режиме «метаморфизма погружения» в течение байкальского тектоно-метаморфического цикла, что обосновывается их резко отличным уровнем метаморфизма по сравнению с обрамляющими Терехтинский горст раннепалеозойскими образованиями. По альтернативной гипотезе (более аргументированной и правдоподобной, на наш взгляд) терехтинский комплекс представляет собой фрагмент аккреционно-коллизийного блока, включающего в себя тектонические пластины островодужных и океанических образований, и имеет палеозойский возраст [13, 22, 42]. Эта точка зрения в определенной мере нашла подтверждение в исследованиях Н. И. Волковой, установившей Аг-Аг изотопным датированием по глаукофану и фенгиту раннеордовикский возраст метаморфизма

(483–491 млн лет [23]). Кроме того, раннепалеозойский возраст предполагается по результатам изучения пород комплекса в западной части Терехтинского горста, при этом не исключается в качестве протолита участие флишоидов горноалтайской серии на основании наблюдений за постепенными переходами между последними и метаморфитами терехтинского комплекса [217]. Исходя из приведенных данных, нами принимается раннеордовикский возраст комплекса (метаморфизма).

По уровню метаморфизма и вещественному составу терехтинский комплекс может быть сопоставлен с башкауским зеленосланцевым и, частично, балтырганским эклогит-глаукофан-сланцевым комплексами Восточного Алтая.

Полезных ископаемых, генетически связанных с терехтинским комплексом, не установлено.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория расположена в центральной части Горного Алтая. В соответствии с тектоническим районированием [34], она охватывает фрагменты Ануйско-Чуйской, Коргоно-Терехтинской и Холзуно-Чуйской структурно-формационных зон. Кроме того, территория характеризуется наличием фрагментов Куратинского, Коргонского и Бирюксинского наложенных прогибов. Далее приведена характеристика основных структурных подразделений района и структурообразующих разрывных нарушений. Характеристика основных неотектонических и современных структур приведена в главе «Геоморфология».

АНУЙСКО-ЧУЙСКАЯ СФЗ

Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона на территории листа представлена южным фрагментом *Ануйского блока*, вытянутым в юго-восточном направлении на 75 км. На юге и юго-западе зона ограничена Чарышско-Терехтинским глубинным разломом, с северо-востока перекрыта отложениями наложенного Куратинского девонского прогиба. На западной окраине Куратинского прогиба среди образований девона выделяется тектоническое (эрозионное) окно размером 4,4×8,0 км, представленное отложениями Ануйско-Чуйской СФЗ. В строении блока принимают участие стратифицированные отложения каледонского и герцинского структурных этажей, дайковые образования и малые тела граносиенит-гранит-лейкогранитовой формации (топольнинский комплекс), габбро-долеритовой формации (урсульский комплекс); дайки дацит-риолитовой и базальт-андезитовой формаций (куратинский и онгудайский комплексы).

Каледонский структурный этаж представлен отложениями двух формаций, развитыми в различных геодинамических обстановках. Первая, формация турбидитов, сформирована в обстановке островной дуги и представлена мощными «немыми» относительно глубоководными отложениями среднего–позднего кембрия (горноалтайская серия). Вещественный состав подстилающих отложений и их взаимоотношения с турбидитами в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ не выявлены. Отложения характеризуются однообразным на всей площади распространения изоклинально-складчатым характером дислокаций, региональным кливажом субмеридионального простирания, нередко интенсивным будинажем, разлинзованием, развитием жил альпийского типа.

Наиболее распространенная в рамках структурного этажа вторая формация, карбонатно-терригенная, сформирована в режиме пассивной окраины. С резким угловым и стратиграфическим несогласием она наращивает разрез нижележащей формации турбидитов и объединяет терригенные (техтенская, чинетинская и чесноковская свиты), терригенно-карбонатные (чинетинская, куимовская свиты) и карбонатные (чагырская свита) отложения. Характер дислоцированности ордовик–силурийских отложений однообразен – сочетание купольно-мульдового и дисгармоничного (по Ю. В. Миллеру [68]) типов комплексных складок, сформированных в результате наложения поздней субмеридиональной (северо-западного простирания) складчатости на ранние субширотные структуры. Фрагменты последних сохранились и отмечены, например, в верховьях рр. Докелду–Сугаш, где шарниры отдельных складок имеют восточное падение под углами до 50°. Основная часть положения осевых линий складчатости и погружение шарниров – на юго-восток (углы 50–60°), что сопряжено с левосдвиговыми разломами северо-западного простирания.

Общую структуру вещественного комплекса каледонского этажа выражают фрагменты дислоцированной северо-западными правосдвиговыми разломами Сугашской антиклинали. Осевая линия складки имеет северо-западное простирание, к зоне Чарышско-Терехтинского разлома выполаживается в восточном направлении. Южное крыло антиклинали срезается Чарышско-Терехтинским разломом, а северо-восточное – перекрыто отложениями девона, усложнено сдви-

гами северо-западного и сбросами субширотного простираения. Ядерную часть антиклинали составляют турбидиты горноалтайской серии. Углы падения силюрийских отложений северо-восточного крыла, как правило крутые (50–90°).

Структурно-вещественный комплекс каледонского структурного этажа характеризуется относительно спокойными магнитным и гравиметрическим полями. Исключением служат северо-восточные границы с вулканогенными образованиями Куратинского прогиба, характеризующимися более контрастным и более низким уровнем гравитационных аномалий.

Структурно-вещественный комплекс **герцинского структурного этажа** в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ крайне ограничен и проявлен в виде отдельных мелких тектонических блоков в юго-восточной части Ануйского блока на границе рассматриваемого листа. Представлен нижнедевонскими отложениями карбонатно-терригенной формации (барагашская свита), сформированными в условиях пассивной окраины континента и смятыми в приразломные складки низких порядков с осевыми линиями, сопряженными положению Чарышско-Терехтинского разлома. Погружение шарниров на юго-восток с крутыми углами падения крыльев (70–80°). Отложения имеют тектонические границы с терригенно-карбонатным литокомплексом нижележащего этажа. В гравитационном поле фрагменты герцинского этажа приурочены к южному окончанию слабовыраженной линейной аномалии повышенного уровня, соответствующей Улус-Чергинскому отраженному разлому.

КОРГОНО-ТЕРЕХТИНСКАЯ СФЗ

Коргоно-Терехтинская структурно-формационная зона пересекает в северо-западном направлении полосой шириной (40–50 км) центральную часть листа. Сложена, главным образом, образованиями терехтинского метаморфического комплекса – метапелитами (зеленосланцевая метапелитовая формация) и метабазами (глаукофан-зеленосланцевая метабазитовая формация), которые для данной СФЗ могут рассматриваться как образования **каледонского структурного этажа**. С северо-востока ограничена зоной Чарышско-Терехтинского разлома правосдвиговой кинематики, с юга – структурным сочленением Кучерлинского и Алтайского разломов, так же правосдвиговой кинематики.

Данная структурно-формационная зона объединяет группу тектонических блоков высших порядков, нередко с морфологией дуплексов, которые, в свою очередь, группируются в два относительно самостоятельных блока второго порядка. В пределах листа СФЗ представлена *Уймонским блоком*. В северо-западной части структуру Уймонского блока осложняет группа девонских грабенов, относящихся к наложенному Коргонскому прогибу.

Породы зоны характеризуются развитием катазональных структурных парагенезисов, что выражено в повсеместно развитой кристаллизационной сланцеватости с преобладающей северо-восточной ориентировкой, где элементы залегания сланцеватости, осевых плоскостей сложных складок и других структурных элементов субсогласны ограничивающему данный блок с юга-востока Кучерлинскому разлому. Общий рисунок байкальского структурного этажа формирует серия крупных антиклиналей и сопряженных с ними синклиналей с размахом крыльев порядка 15–20 км. Углы падения на крыльях складок, как правило, крутые (60–80°), однако встречается и пологое, местами горизонтальное залегание слоев, что может указывать на наличие складок сундучного типа. Характерной особенностью складчатости является широкое развитие разнообразных складок высоких порядков, вплоть до мелкой плейчатости и гофрировки. Мелкие складки различны по размерам и по форме (веерообразные, килевидные, изоклинальные и т. д.). На водоразделе рр. Черемошка и Юхпихта (левый приток р. Бол. Окол) наблюдаются мелкие складки с размахом крыльев в несколько десятков метров [165].

В западной части Уймонского блока складчатость подчеркивают отдельные горизонты метаморфических сланцев и маломощные (первые десятки метров), но протяженные (до 4 км) пласты известняков. При этом в метаморфических сланцах это простираение изменяется на север-северо-восточное в северной части блока и на север-северо-западное – в южной. Менее выражено структурное положение отложений в восточной части блока, однако и здесь большинство замеров аналогичны, изредка отмечаются линзы микрокварцитов и известняков, подтверждающие субмеридиональное простираение сланцев [165]. Складчатость осложнена серией разломов северо-западного и северо-восточного простираения, разломами субширотного простираения (Южно-Терехтинский и др.), сопряженными с линией Чарышско-Терехтинского разлома.

Интрузивные образования в пределах Уймонского блока Коргоно-Терехтинской СФЗ представлены массивами и дайками габбро-диорит-гранодиоритовой формации (катандинский комплекс раннего–среднего девона) **герцинского структурного этажа**, а также телами реститовых

серпентинитов **байкальского структурного этажа**, приуроченными к южной границе Уймонского блока. Кроме того, метаморфические образования прорваны субвулканическими телами и дайками ранне–среднедевонской дацит-риолитовой формации (коргонский комплекс), дайками раннедевонской базальт-андезитовой формации (ергольский комплекс) и среднепермско–ранне-триасовой габбро-долеритовой формации (терехтинский комплекс).

По мнению ряда исследователей, терехтинский метаморфический комплекс, слагающий основу рассматриваемой СФЗ, представляет собой субдукционно-аккреционное образование, включающее в себя тектонические блоки островодужных и океанических структурно-вещественных комплексов, и имеет палеозойский возраст [13, 23, 42].

ХОЛЗУНО-ЧУЙСКАЯ СФЗ

Холзуно-Чуйская структурно-формационная зона выделена в южной части территории, ее северная граница с Коргоно-Терехтинской СФЗ проводится по Кучерлинскому и Алтайскому разломам.

В Холзуно-Чуйской СФЗ выделяются фрагменты двух структурных блоков. Наиболее сложным по внутреннему строению является восточный – *Кучерлинский блок*, имеющий груболинзовидную форму, с удлинением в субширотном направлении. Его северным ограничением является дугообразный Кучерлинский разлом. На юге Кучерлинский структурный блок ограничен субширотным Алтайским разломом правосдвиговой кинематики, который, в свою очередь, является северной границей второго блока СФЗ – Верхне-Катунского.

Вещественной основой Кучерлинского блока являются вулканогенно-осадочные отложения островодужного мегакомплекса, представленные терригенной турбидитовой (сугашская и катунская свиты) и андезит-базальтовой (сугашская свита) формациями. На всей площади блока в пределах листа отложения прорваны интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (катандинский комплекс) ранне–среднедевонского возраста.

Все отложения Кучерлинской блока смяты в напряженные линейные субизоклинальные, участками дисгармоничные складки с субширотной, согласной Кучерлинскому разлому, но невыдержанной генеральной ориентировкой осевых плоскостей и крутыми углами падения крыльев. Преобладают северо-восточные, а в восточной части – запад-северо-западные ориентировки осей складок. Структурный парагенезис пород определяется развитием сквозного кливажа, динамосланцев и милонитов. Внутреннее строение блока характеризуется развитием линзовидных, ромбовидных и клиновидных блоков-дуплексов с доминированием систем крутопадающих разломов запад-северо-западной ориентировки с правосдвиговой кинематикой. С последними сопряжены левые сдвиги и взбросо-сдвиги субширотного простирания и субмеридиональные сбросо-сдвиги, усложняющие общий рисунок структуры.

К юго-западу от Кучерлинского расположен более ограниченный на территории листа по размерам *Верхне-Катунский блок*, северо-восточная граница которого проходит по Алтайскому правому сдвигу. Южная и юго-западная часть блока уходит в Казахстан, северо-западное продолжение (лист М-45-ХІІІ) перекрыто девонскими вулканогенными образованиями Холзунской группы грабенов. Блок в своем большем объеме сложен терригенными флишеидными отложениями горноалтайской серии островодужного мегакомплекса, в северо-западной части блока развита серия тектонических пластин (блоков), ограниченных взбросо-надвигами северо-восточного простирания с падением сместителей, как и в западной части Кучерлинского блока, в юго-восточном направлении. Широко развиты в пределах блока отложения турбидитовой формации ордовикского возраста (бирюксинская свита) пассивно-окраинно-континентального мегакомплекса. Отложения блока несогласно перекрыты девонскими осадочно-вулканогенными отложениями Бирюксинского прогиба, прорваны интрузиями и дайками ранне-среднедевонской габбро-диорит-гранодиоритовой формации, дайками базальт-андезитовой (ергольский комплекс) и дацит-риолитовой (коргонский комплекс) формаций. Для блока характерна дисгармоничная складчатость с сочетанием брахиформных и линейных, часто асимметричных и напряженных складок субмеридионального и северо-восточного простирания с развитием кливажа осевой плоскости, что на границе с другими блоками Холзуно-Чуйской СФЗ создает эффект торцевого сочленения. Углы падения крыльев складок варьируют от пологих (15–40°) до субвертикальных, при том, что первые характеризуют брахиформные, а вторые – линейные структуры. Отложения ордовика имеют крутые и субвертикальные падения слоев с развитием линейных килевидных и изоклинальных складок северо-восточного простирания. Наиболее выражена Бирюксинская синклиналь, с дугообразной положением осевой линии северо-восточного простирания. На северо-западе и юго-востоке блока отложения слагают тектонические

пластины, ограниченные разломами северо-восточного простирания.

Для Холзуно-Чуйской СФЗ в целом фиксируются относительно пониженные значения регионального уровня гравитационного поля и дифференцированные магнитные поля с преобладанием слабоинтенсивных отрицательных аномалий. Участки положительных магнитных аномалий чаще приурочены к полям развития вулканогенных пород. В Верхне-Катунском блоке это отложения Бирюксинского прогиба, а в Кучерлинском блоке – отложения сугашской свиты. Наиболее низкие значения силы тяжести характеризуют Верхне-Катунский блок, а наиболее высокие – отложения Кучерлинского блока. На северо-западном ограничении Кучерлинского блока локализована гравитационная ступень, соответствующая Кучерлинскому разлому. Менее интенсивная гравитационная ступень фиксирует Алтайский разлом.

НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

КУРАТИНСКИЙ НАЛОЖЕННЫЙ ПРОГИБ

Куратинский прогиб – наиболее крупный наложенный девонский прогиб в пределах площади. Представляет собой южный фрагмент субмеридионально вытянутой грабенообразной структуры девонского заложения. Образования прогиба с региональным несогласием перекрывают структурно-вещественный комплекс Ануйско-Чуйской СФЗ. Западная граница прогиба проводится по серии нарушений сбросо-сдвиговой кинематики, оконтуривающих выходы вулканогенных отложений девона. С юго-востока прогиб ограничен зоной Чарышско-Терехтинского разлома.

При общем удлинении Куратинского прогиба в субмеридиональном направлении, в пределах листа ограничено южное Z-образное груболинзовидное расширенное окончание прогиба. Такое положение осевой линии прогиба указывает на деформацию первично субмеридионально ориентированной вулканогенной структуры в условиях ламинарного правосдвигового течения северо-западного направления, развитием дисгармоничной складчатости и общей сдвиго-надвиговой системы разломов. Внутри прогиба фиксируется развитие системы субпараллельных, обычно субпослойных листрических срывов, в результате чего разрез девонских отложений и выделенных складчатых структур (Каракольская, Терехтинская, Маргалинская, Каирлыкская и Актюльская [211]) многократно сдвоен (счешуен), что подтверждается и стратиграфическими исследованиями отложений прогиба [197]. Ориентировка тектонических чешуй и ограничивающих разломов, осевых линий складок варьирует от субмеридиональной до северо-восточной и в целом субсогласна с общей ориентировкой прогиба в данной его части.

Крайнюю западную часть Куратинского прогиба, ядерную зону Актюльской горст-антиклинали, слагают наиболее древние отложения формации турбидитов (горноалтайская серия) **каледонского структурного этажа**. Горст-антиклиналь представлена «эрозионным окном» с общим положением осевой линии в северо-восточном направлении и погружением на юго-запад. Структура имеет коробчатую форму с размерами 7×10 км и преимущественно тектонические границы. Для отложений характерны крутые (65–85°) углы падения, по форме структура соответствует брахискладке.

Основа структурно-вещественного комплекса прогиба представлена широким набором геологических формаций в рамках **герцинского структурного этажа**, сформированных в условиях активной окраины. Формации трахибазальт-трахириолитовая (покровные и субвулканические образования куладинского комплекса) и сероцветная терригенная (туэктинская свита) характеризуют рифтогенную обстановку тыловой части активной континентальной окраины. Наиболее широко развита в пределах Куратинского прогиба дацит-риолитовая формация, сложенная покровными и субвулканическими образованиями куратинского комплекса, также формировавшаяся в тыловой части активной континентальной окраины. Все указанные отложения структурного этажа слагают ядро и крылья наиболее крупных складок: Терехтинской и Семисартской антиклиналей; Каирлыкской, Маргалинской и Каракольской синклиналей. Осевые линии этих складок ориентированы в общем субмеридионально, в плане имеют крупные плавные изгибы и смещения более молодыми северо-западными взбросо-сдвигами. На юге прогиба они изменяют свое направление до северо-западного. Крылья как по простиранию, так и по падению осложнены волнообразными складками высших порядков, нередко наложенная складчатость отражается в осевых линиях, как, например, в правом борту р. Каракол и в левом борту р. Арыгем [165]. Углы падения крыльев варьируют от 30° до 70–75°.

С ядерной частью Семисартской брахиантиклинали и ее сводовым поднятием, сложенным покровными и субвулканическими образованиями дацит-риолитовой формации (куратинский комплекс), левосторонними разломами Каирлыкской зоны связано широкое развитие гидро-

термально-метасоматической проработки и оруденения золото-полиметаллической формации. По своему пространственному положению структура является южным продолжением Аптыргинской брахиантиклинали, расположенной на смежной с севера площади. Каракольская синклиналь также представлена своим южным окончанием, имеет на севере широкую брахиформную составляющую с размахом крыльев 10–18 км и переходит к югу в линейную складку с замковой частью в верховьях р. Большая Теректа. Ядерную часть синклинали на поверхности слагают покровные и субвулканические образования трахибазальт-трахириолитовой формации (куладинская свита) герцинского структурного этажа. Углы падения пород на крыльях синклинали варьируют в западном крыле в пределах 30–60°, восточном – 50–80°. В изученной северной части структуры, как с субвулканическими образованиями куладинского комплекса, так и с прорывающими мелкими интрузивами щелочногранитовой формации (шибеликский комплекс), связано широкое развитие объектов редкометалльно-редкоземельного и золото-порфирового оруденения. Юго-западное крыло синклинали является одновременно северо-восточным крылом Терехтинской антиклинали, ось которой проходит по долине р. Черная Теректа. На фоне общего понижения гравитационного поля, соответствующего Куратинскому прогибу; Каракольская синклиналь как на юге, так и на севере (лист М-45-VIII) выделяется положительной линейной аномалией остаточного поля силы тяжести и отрицательной аномалией (от $-0,5 \cdot 10^{-2}$ до $-1,0 \cdot 10^{-2}$ нТл) магнитного поля. Аномальные геофизические поля отчасти трассируют многочисленные линейно вытянутые тела (силлы) габбро-долеритовой формации (урсульский комплекс), большей частью приуроченные к осевой линии складки. Кроме того, согласно положению осевой линии синклинали и по интерпретации этих же геофизических аномалий, выделено южное продолжение Улус-Чергинского отраженного разлома фундамента [197].

При обработке дистанционной основы (дешифрировании космо- и аэроснимков) Куратинский прогиб характеризуется наличием многочисленных кольцевых структур. Непосредственно Чарышско-Терехтинский разлом в пределах южной границы девонского прогиба на космоснимках совершенно не отражается. Последний факт, по всей видимости, связан с формированием отложений прогиба уже после заложения разлома. Фрагменты силурийских отложений на юге прогиба – тектонические клинья в зоне разлома, а в остальной части это «эрозионные окна», где вскрывается кембро–ордовикский фундамент прогиба.

КОРГОНСКИЙ НАЛОЖЕННЫЙ ПРОГИБ

В западной части листа девонские вулканогенные структурно-вещественные комплексы слагают юго-восточную часть Коргонского прогиба и представлены *Кырлыкским грабеном* и *Абайской группой грабенов*. Отложения данных наложенных структур несогласно залегают на метаморфитах терехтинского комплекса, но в большинстве случаев имеют с ними тектонические границы с развитием разломов различной ориентировки и кинематики. Преобладают разломы северо-западного простирания до субмеридиональных, правые сдвиги и сбросо-сдвиги, менее развиты разломы северо-восточной до субширотной ориентировки с кинематикой левых сдвигов и взбросо-сдвигов. Это касается преимущественно блоков Абайской группы грабенов. Непосредственно Кырлыкский грабен в своем юго-восточном окончании имеет вид узкой (1–3 км) и протяженной (44 км) тектонической пластины в лежащем боку зоны Чарышско-Терехтинского разлома.

В результате формирования первичных вулканотектонических структур и последующей тектонизации в зоне ламинарного сдвигового течения рассматриваемая группа прогибов и грабенов имеет в целом сложную конфигурацию и состоит из серии линзовидных, клиновидных и ромбоэдрических блоков-дуплексов, совместно с блоками Коргоно-Терехтинской СФЗ создающих структуру мегадинамокласта региональной Монгольско-Алтайской сдвиговой зоны северо-западного простирания [119]. Для данной части Коргонского прогиба, имеющего вид серии сопряженных грабенов, характерно сочетание мультискладчатых, брахиформных и линейных, нередко асимметричных складок с сильно варьирующими (20–80°) углами падения крыльев. Ориентировка осей сублинейных складок преимущественно северо-западная с частыми отклонениями в результате наложения складчатости разного структурного плана. Так, в междуречье Сарычмень–Чарычмень картируется Бурундинская синклинальная складка с осевой линией вышеуказанного простирания и восточным отклонением в северной ее части. Западное крыло складки сорвано разломами, углы падения восточного крыла 55–60°, погружение оси складки на северо-запад под углами 30–50°. Ядро складки сложено терригенно-осадочной верхней частью (с остатками фауны) и вулканогенной нижней частью коргонской свиты нижнего–среднего девона, на крыльях – нижнедевонские осадочно-вулканогенные образования ергольской сви-

ты. Южнее, на р. Красноярка расположена одноименная мульда с углами падения крыльев 35–60°, имеющая северо-восточное простирание [26].

Вещественную основу данных структур составляют отложения **герцинского структурного этажа**, представленного эффузивными и субвулканическими образованиями базальт-андезитовой (ергольский комплекс) и дацит-риолитовой (коргонский комплекс) формаций, нижележащими пестроцветными молассовыми отложениями прибрежно-континентального происхождения (холзунская свита).

В геофизических полях выражен только наиболее крупный Абайский грабен, характеризующийся изометричной аномалией пониженного (до -138 мГал) поля силы тяжести и аналогичной слабоинтенсивной положительной (до $2 \cdot 10^{-2}$ нТл) аномалий магнитного поля, несколько смещенной к востоку. Еще в меньшей степени повышенные значения характерны и в целом для описываемой группы прогибов. Кырлыкский грабен в геофизических полях отвечает непосредственно зоне глубинного разлома.

БИРЮКСИНСКИЙ НАЛОЖЕННЫЙ ПРОГИБ

Бирюксинский прогиб выделяется в центральной части фрагмента Верхне-Катунского блока Холзуно-Чуйской СФЗ и имеет клиновидную («срезанную») форму с северо-восточным расширением, причлененным к тектонической зоне Алтайского правого сдвига. Главная ось и удлинение прогиба, представляющего собой суббрахиформную наложенную синклинальную структуру, ориентированы в северо-восточном направлении. Положение согласно структурным элементам несогласно подстилающих отложений салаирско-каледонского фундамента и взбросо-надвиговым тектоническим структурам северо-западной части Верхне-Катунского блока [34]. Отложения прогиба в своей более широкой центральной и северо-восточной части прорваны интрузивными массивами ниже-среднедевонского катандинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, что придает ему характер вулканоплутонической структуры. Внутренняя структура прогиба характеризуется асимметричным строением с пологим залеганием западного крыла и более крутым юго-восточным крылом, где углы падения пород составляют 40–60° и близки элементам залегания подстилающих отложений.

Аналогично вещественно-структурным комплексам Коргонского прогиба, описываемый в рамках **герцинского структурного этажа** сложен покровными и субвулканическими образованиями базальт-андезитовой (ергольский комплекс) и дацит-риолитовой (коргонский комплекс) формаций, нижележащими пестроцветными молассовыми отложениями прибрежно-континентального происхождения (холзунская свита). Несогласно перекрывают отложения нижележащего **каледонского этажа** – турбидитовую формацию (горноалтайская серия) – и через разлом контактируют с континентальными турбидитами (бирюксинская свита).

Бирюксинский прогиб в магнитных полях аналогичен Коргонскому, характеризуется слабоинтенсивным аномальным положительным полем (до $1 \cdot 10^{-2}$ нТл), в поле силы тяжести не выражен.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ПРИРАЗЛОМНЫЕ ВПАДИНЫ

В крайней южной части листа в зоне Алтайского разлома, в области его сочленения с Кучерлинским разломом в основании левого борта р. Катунь, в виде мелкой тектонической линзы выделен *Текелинский приразломный грабен*, выполненный молассовой сероцветной формацией (кызылташская свита позднего карбона).

КАЙНОЗОЙСКИЕ МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

На площади рассматриваемого листа в северной половине и в пределах осевой линии Терехтинского горста с юго-востока на северо-запад выделены *Уймонская*, *Тюгурюкская* и *Абайская* впадины. Кроме того, на северо-западной границе листа присутствует *Верхнетюгурюкская впадина*.

Уймонская котловина расположена в долине р. Катунь, между Катунским хребтом на юге и Терехтинским хребтом на севере. Имеет в целом восток-северо-восточную ориентировку и протяженность более чем на 35 км при ширине до 10 км. В северной части котловина ограничена серией уступов с общим вертикальным размахом до 400 м над уровнем р. Катунь. Линии ограничений впадины отчетливо дешифрируются и выражают северо-западное продолжение Юж-

но-Терехтинского разлома, проявленного на листе М-45-ХV мощной зоной тектонитов Чарышско-Терехтинского комплекса. В зонах данных уступов (район с. Баштала), установлены [40] факты надвигания Терехтинского хребта на отложения впадины. Южной границей Уймонской впадины служит Южно-Уймонский разлом, морфология которого не выяснена [167]. Структурно-вещественный комплекс котловины представлен отложениями континентальной моласовой формации **альпийского структурного этажа**.

Характеристика остальных кайнозойских структур приводится в главе «Геоморфология».

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Современный складчато-блоковый рисунок центральной и северной части Горного Алтая, вероятно, обусловлен деформацией субширотной складчато-надвиговой структуры эмс–живетского заложения с формированием элементов наложенной складчатости субмеридионального плана. Для рассматриваемой части Горного Алтая среди многочисленных выделенных разноранговых и разноориентированных разрывных нарушений можно выделить ряд разломов, занимающих определяющее положение при формировании конкретных структур района и заложенных в течение различных тектоно-магматических циклов.

Среди всего разнообразия крупных разломов региона достаточно уверенно могут быть выделены древние сутурные швы, сформированные в результате аккреционно-коллизийных процессов островодужного этапа, а также унаследованные и вновь заложенные структурные швы складчатых систем девонского активно-окраинно-континентального этапа развития. Менее определено как относительно молодые разрывные нарушения выделяются осложняющие внутрисистемные разломы и разломы неотектонического этапа развития региона. К первым относится **Терехтинско-Кучерлинская зона разломов**, в которую в рамках листа входит выше отмеченное северо-западное продолжение *Южно-Терехтинского разлома* и его юго-западная ветвь – *Кучерлинский разлом*. К пограничным структурным швам относится Чарышско-Терехтинский и Алтайский разломы. Кроме того, в пределах площади присутствуют внутрисистемные структурные швы складчатых систем, включающих разноранговые разломы различной кинематики, заложение и развитие которых проходило в наиболее тектонически активный среднепозднепалеозойский период геологического развития региона. К данным структурам относятся зоны Каракольского и Каирлыкского разломов.

Чарышско-Терехтинская зона разломов в западной и средней своей части разграничивает Салаирско-Алтайскую и Монгольско-Алтайскую складчатые системы и представляет собой систему преимущественно крутопадающих разрывных нарушений северо-западной ориентировки с доминированием правосдвиговой кинематики и значительной суммарной амплитудой горизонтальных блоковых перемещений. *Чарышско-Терехтинский разлом*, представляющий зону в рамках рассматриваемого и смежных листов, на всем своем протяжении имеет четко выраженное линзовидное строение регионального мезокатазонального кливажного шва с телами и зонами катаклазитов и милонитов. Для внутреннего строения Терехтинской зоны разломов характерно кулисообразное расположение сопряженных субпараллельных дугообразных и относительно прямолинейных, преимущественно крутопадающих и субвертикальных разрывных нарушений со взбросо-сдвиговой кинематической компонентой. Непосредственно в зоне приразломного смятия породы обычно интенсивно расланцованы с образованием плейчатости и гофрировки и подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям с формированием жильных зон с медно-сульфидной полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией [26]. Разлом относится к типу глубинных, длительность его существования и развития устанавливается при анализе и сопоставлении истории развития двух сопряженных по нему СФЗ. По времени заложения он относится к числу древнейших, по-видимому, кембрийских структур. Принадлежность его к категории глубинных разломов впервые была установлена А. С. Егоровым (1935 г.) и признана многими другими исследователями. Масштабность зоны смятия отчетливо выражается на космоснимках системой параллельных разрывов линейного типа, формирующих зоны мощностью 4–5 км; на снимках расстояния между выраженными линеamentами составляют порядка 300 м, в западной части листа наиболее выраженная часть зоны имеет протяженность 25 км. Для морфологии разлома характерно наличие дугообразных изгибов и общего перистого строения зоны. В современной структуре на значительном протяжении разлом представляется сложным глыбовым взбросом с элементами право-сдвиговых перемещений, причем приподнятым является южное крыло. Зона разлома сопровождается сравнительно узкими локальными зонами расланцевания и тектонических брекчий. Зоны брекчирования, имеют неровные, зубчатые границы, достигая мощности до 20–35 м [218]. Породы в зоне раз-

лома интенсивно смяты и участками милонитизированы. Чарышско-Терехтинский разлом в ограничении Ануйского блока под острым углом сопряжен с серией оперяющих разрывных нарушений север-северо-западного и близкого к субмеридиональному простирания, которые первоначально частично развивались как чешуйчатый веер растяжения и имели преимущественно сбросовую и сбросо-сдвиговую кинематику. Здесь выделены смежные зоны Каракольского и Каирлыкского разломов, пространственно с которыми связано развитие соответственно редкометалльно-редкоземельного и золоторудно-полиметаллического оруденения. Последнее выражено протяженными приразломными зонами гидротермально-метасоматической проработки.

Каирлыкская зона разломов относится к южному окончанию Каирлык-Семинской зоны левых сбросо-сдвигов. В общем плане Каирлык-Семинская зона имеет секущее положение по отношению к правым сдвигам, обусловленное длительным многостадийным развитием. Ее западная ветвь примыкает к Куячинскому разлому, главная ветвь имеет северо-восточное – субмеридиональное простирание и на севере смыкается с Сарасинско-Семинской зоной сбросов [198]. В пределах листа Каирлыкская зона разграничивает Семисартскую антиклиналь и Каирлыкскую синклиналь. Нарушения являются оперяющими по отношению к Чарышско-Терехтинскому глубинному разлому. Отдельные фрагменты разломов, вдоль которых сопряжены литологически разнородные образования, детально прослежены авторами в системе логхребтик. Падение сместителей, независимо от характера выпуклости-вогнутости в плане, определяется как восточное и юго-восточное. По всей видимости, эта зона в восточной части охватывает и Актюльскую горст-антиклиналь. Ориентировка зоны по долине р. Каирлык имеет меридиональное направление, а западнее, в междуречье Каирлык–Есим, выдержанное север-северо-восточное. Породы в зонах разломов интенсивно рассланцованы, часто превращены в динамосланцы. В южном направлении интенсивность рассланцевания постепенно затухает, и в районе верхнего течения р. Башкудюр сланцеватость практически отсутствует [211]. Зона отчетливо отражается на аэрокосмоснимках сопряженными линеamentами. Не исключено, что на начальном этапе разрывные нарушения развивались как ветвящиеся сбросо-сдвиги, а по мере вращения локальной оси сжатия по часовой стрелке в процессе прогрессирующих правосдвиговых движений – подновлялись как левые антитетические сколы [197].

Каракольская зона разломов отличается от вышеописанной Каирлыкской зоны. Сместители нарушений имеют крутое падение на северо-восток и выполаживаются в юго-восточном направлении. Как на крутых, так и на выполаживающихся участках субширотного простирания развиты дайкообразные тела риолитов и долеритов, обычно ориентированные кулисообразно (трещины отрыва) и развернутые в плане по часовой стрелке относительно сместителей на 45–50°. Судя по взаимоотношениям с оперяющими сбросами, на крутопадающих участках сдвиговая компонента резко преобладает. Зона в позднедевонское время, вероятно, представляла собой поверхностное выражение глубинного конседиментационного листрического сброса, приуроченного к границе жестких блоков, разделенных скрытым *Улус-Чергинским глубинным разломом*.

Кучерлинский разлом имеет общее северо-восточное простирание, разделяет метаморфические образования Коргоно-Терехтинской и раннепалеозойские флишoidы одноименного блока Холзуно-Чуйской зон. Разлом интерпретируется как правый сдвиг-надвиг и условно отнесен к зоне *Южно-Терехтинского разлома* [34]. К востоку (лист М-45-ХV) зона имеет прямолинейное субширотное простирание и сопровождается мощной зоной офиолитового и полимиктового меланжа (с глыбами серпентинитов, габброидов, базальтов, водорослевых известняков, кварцитов), четко прослеживается в геофизических полях и на космоснимках. Можно предположить, что Кучерлинский разлом является одной из составляющих системы листрических сбросов, сопровождающих крупные правосдвиговые нарушения [85]. В данном случае, вероятно, происходит не надвигание Кучерлинского блока, а листрическое «сползание» с глубинным выполаживанием сместителей. В геофизических полях зона разлома характеризуется локальной гравитационной ступенью.

Алтайский разлом в своей средней части разделяет торцово-сочлененные по нему структуры Южно-Алтайской и Монгольско-Алтайской складчатых систем и ранее [26] был охарактеризован как Тальменская зона разломов. На юго-западе листа разлом разделяет два блока (Кучерлинский и Верхне-Катунский) Холзуно-Чуйской зоны и ограничивает с юга Коргоно-Терехтинскую СФЗ. По своему внутреннему строению и положению Алтайский разлом сходен с Чарышско-Терехтинским и представлен системой крутопадающих разрывных нарушений (кливажных швов) северо-западной ориентировки преимущественно правосдвиговой кинематики. В зоне разлома присутствуют тектонические линзы, сложенные серпентинитами, и линзовидные блоки позднекаменноугольных отложений (Текелинский приразломный грабен), что может

свидетельствовать о его тектонической активности в позднепалеозойско–мезозойское время. Алтайский разлом, в отличие от Кучерлинского, фиксируется менее выраженной гравитационной ступенью.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития рассматриваемой площади характеризуется многоэтапностью и охватывает период времени с венда до квартера. В настоящее время Горный Алтай, являющийся составной частью Алтае-Саянской складчатой области, рассматривается как покровно-складчатое сооружение, возникшее в результате эволюции Палеоазиатского океана и приращения разнородных блоков-террейнов к юго-западной окраине Сибирского континента. С учетом обширных смежных территорий, в истории развития района с разной степенью вероятности может быть выделено несколько сменяющих друг друга во времени геодинамических этапов: океанический ($V-C_1$), островодужный (C_{1-3}), коллизионный (аккреционно-коллизионный) (O_1), пассивной континентальной окраины (O_1-D_1), активной континентальной окраины (D_1-C_1), коллизионный (C_3), внутриплитный (C_3-Q).

К **океаническому этапу** (венд–ранний кембрий) с определенной долей условности отнесено время формирования протолитов апогарцбургитовых серпентинитов, которые пространственно совмещены с метаморфическими образованиями терехтинского комплекса и рассматриваются как меланжированные фрагменты офиолитовой ассоциации. По ряду геохимических параметров устанавливается мантийно-реститовая природа исходных гарцбургитов и их образование (как более вероятное) в спрединговой зоне срединно-океанических хребтов. В этом отношении терехтинские серпентиниты отличаются от сопоставимых по возрасту апогарцбургитовых серпентинитов Телецко-Курайского офиолитового пояса, для которых определяется принадлежность к островодужным образованиям [34].

Островодужный этап представлен интервалом ранний–поздний кембрий и зафиксирован в образовании сугашской свиты и горноалтайской серии (катунской свиты). С позиций геодинамической модели развития Палеоазиатского океана, Горный Алтай в этот период представлял собой один из фрагментов эшелонированной цепи островных дуг в обрамлении Сибирского континента [43]. Вероятно, в раннем кембрии в результате субдукции океанические поднятия и офиолитовые комплексы в целом были аккрегированы к островной дуге, что обусловило рост последней, заклинивание зоны субдукции и заложение новой субдукционной системы у окраины аккреционной структуры. На фронтальных склонах островной дуги происходит накопление карбонатно-терригенных турбидитов в сопровождении вулканической деятельности (сугашская свита), сменившееся затем, в среднем кембрии, амагматичным почти исключительно терригенным осадконакоплением (горноалтайская серия).

Коллизионный этап (ранний ордовик) фиксируется по терехтинскому метаморфическому комплексу. Присутствие в составе комплекса разнотипных образований: 1) кремнистых сланцев и мраморов, протолиты которых формировались предположительно в обстановках океанического острова и абиссальной океанской равнины;; 2) метатерригенных пород островодужного типа; 3) metabazaltov с химическими характеристиками типичных базитов островных дуг, океанических островов и срединно-океанических хребтов (IAB, OIB- и MORB-типы), – позволяет рассматривать терехтинский метаморфический блок в целом как аккреционно-коллизионный комплекс, включающий в себя деформированные фрагменты океанической коры и субдукционной системы. Его образование связывается с заклиниванием зоны субдукции в результате сближения (коллизии) палеоокеанического острова с островной дугой и последующим формированием коллизионного орогена [23]. Время формирования терехтинского комплекса устанавливается по раннеордовикским датировкам глаукофановых сланцев, однако не исключено, что начальный этап метаморфизма был связан с более ранней островодужной стадией.

Пассивно-окраинно-континентальный этап* (ранний ордовик–ранний девон) начинается

* Геодинамическая интерпретация отложений O_1-D_1 литокомплекса и отнесение его к пассивно-окраинно-континентальному этапу развития неоднозначна и дискуссионна. В приведенном варианте авторы объяснительной записки придерживаются представлений Н. А. Берзина и Л. В. Кунгурцева [6], С. И. Федака с соавто-

после завершения аккреционно-коллизийных процессов в Горном Алтае воздыманием значительных по площади территорий склонов аккрегированной островной дуги и охватывает формирование амагматических толщ. Данный этап характеризуется относительно спокойной тектонической обстановкой. Осадконакопление осуществлялось в обстановке трансгрессий и регрессий, фиксируемых сменой терригенных формаций карбонатно-терригенными. В целом преобладали процессы с формированием мелководных морских и прибрежно-морских осадков. На континентальном склоне отлагались флишиды проксимальной турбидитовой существенно терригенной формации (бирюксинская свита). В условиях материково-шельфового плато происходило накопление осадков карбонатно-терригенных (техтеньская свита, громотухинская и тигирекская серии, куимовская и барагашская свиты) и молассовой пестроцветной прибрежно-континентальной (холзунская свита) формаций.

Активно-окраинно-континентальный этап (ранний девон–ранний карбон) отличается интенсивной магматической деятельностью с развитием протяженных вулканоплутонических поясов, обладающих чертами магматических ассоциаций активной континентальной окраины андийского типа. В раннем девоне (эмс) на западной окраине Алтая (в современных координатах) была заложена зона субдукции, в настоящее время погребенная под аккреционными структурами Иртышской зоны смятия. Структурно-вещественные комплексы данного этапа были образованы в две стадии – *ранне-среднедевонскую (субдукционную)* и *среднедевонско-раннекаменноугольную (субдукционно-рифтовую)*. В течение первой стадии формировались вулканогенные, мезо- и гипабиссальные комплексы базальт-андезитовой (ергольский и онгудайский комплексы), габбро-диорит-гранодиоритовой (катандинский комплекс), дацит-риолитовой (коргонский и куратинский комплексы) и граносиенит-гранит-лейкогранитовой (топольнинский комплекс) формаций. Вторая стадия данного этапа, отделенная от первой структурной перестройкой, характеризуется развитием сероцветной терригенной (урсульская серия), вулканогенной трахибазальт-трахириолитовой (куладинский комплекс), интрузивной габбро-долеритовой (урсульский комплекс) и завершающей этап в целом пестроцветной карбонатно-терригенной (черемшанская свита) формаций. Образования второй стадии более близки вещественным комплексам активной окраины калифорнийского типа с широко проявленным надсубдукционным рифтогенезом. В позднем девоне, по-видимому, в обстановке аккреции Рудно-Алтайской дуги и активных окраин Горного Алтая, произошло усложнение складчатых структур с формированием элементов субмеридионального плана, развитие разрывных нарушений северо-западного и субширотного простирания.

Коллизийный этап включает период времени после завершения активно-окраинно-континентальных процессов и закрытия Палеоазиатского океана в результате столкновения (коллизии) Сибирского, Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. На рассматриваемой площади вещественные комплексы данного этапа почти не сохранились и представлены только сероцветной молассовой формацией (позднекаменноугольная кызылташская свита). Более широко коллизийные процессы проявлены северо-западнее района работ (Рудный Алтай, Калба).

Внутриплитный этап выделяется с момента затухания коллизийных процессов (предположительно от границы карбон–пермь) и охватывает интервал времени до квартала включительно. С ранней стадией данного этапа (поздний карбон–ранний триас) связано формирование щелочногранитовой (шибеликский комплекс) и габбро-долеритовой (терехтинский комплекс) формаций. Предполагается, что эти магматические события проходили под влиянием и, вероятно, с участием мантийных диапиров, рассматриваемых в настоящее время как проявление позднепалеозойско–раннемезозойского пика активности долгоживущего Сибирского плюма. К этому же этапу, по-видимому, следует относить формирование телетермального ртутного оруденения, зафиксированного в северной части площади, которое может быть связано со средне-позднетриасовым магматизмом (согласно существующим представлениям [9]), хотя магматических проявлений с таким возрастом на изученной территории не установлено.

Период времени со среднего триаса до олигоцена в вещественном выражении в районе работ не фиксируется. В позднем олигоцене с началом неотектонического этапа активизации в результате резкого усиления восходящих движений район был вовлечен в общее сводовое поднятие Алтая [1, 7, 76]. В это время под влиянием усилившейся денудации и эрозии стали размываться и сноситься коры выветривания. Результаты геофизических исследований [40] и бурения глубокой (400 м) скважины [104, 121] позволяют утверждать, что заложение Уймонской котловины произошло еще в палеогене, на протяжении которого в ней накопилась мощная (более

рами [34]. Согласно альтернативной точке зрения эксперта НПС ВСЕГЕИ Н. И. Гусева, амагматическую раннеордовикско–раннесилурийскую карбонатно-терригенную толщу следует относить к литокомплексам внутриконтинентального бассейна.

1 400 м) толща предположительно озерных и пролювиальных отложений. А в неогене и эоплейстоцене в ней накапливались озерные и озерно-аллювиальные образования туерькской и бекенской свит. В конце миоцена–плиоцене произошло заложение неотектонических разрывных нарушений [7], в результате чего территория окончательно оказалась разбитой на блоки, и общее поднятие сменилось дифференцированными блоковыми движениями разной интенсивности. По-видимому, в это время произошло заложение Тюгюрюкской и Абайской котловин.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По геоморфологическому районированию большая часть площади листа входит в состав среднегорно-высокогорных **Теректинского** и **Катунского**, и разделяющего их низкогорного **Абайско-Уймонского районов** Центрального Алтая, а территория, расположенная к югу от долины Коксы и западу от долины Катунь, входит в состав среднегорного **Холзуно-Тигирекского района** Западного Алтая [28]. В рельефе четко выделяются основные неотектонически активные положительные и отрицательные морфоструктуры, которые имеют тесную связь с докайнозойскими тектоническими структурами [7, 89, 124]. Это субширотно ориентированные хребты Теректинский и Катунский, и разделяющая их Уймонская котловина.

Фронтальные части главных морфоструктур имеют северо-западную, северо-восточную и субширотную ориентировку и представляют собой неотектонические взбросы и взбросо-сдвиги, а местами – взбросо-надвиги [76], преимущественно унаследованные по древним докайнозойским структурным швам. Все основные положительные морфоструктуры разбиты на более мелкие неотектонические блоки [7], образовавшиеся в результате горизонтального сдвига и сжатия вдоль субмеридиональной оси [76] или субмеридионального стресса [16, 157].

Блоковое строение рельефа хорошо видно на космоснимках. Это субширотно сопряженные выпуклые навстречу друг другу дугообразные взбросо-надвиговые уступы хребтов, разделенных сдвиговыми зонами с цепочками клиновидных в плане впадин-грабен. Таковы сочленение Теректинского и Катунского хребтов. Почти соприкасаясь в юго-восточной части (за рамкой листа), они дугообразно расходятся в запад-северо-западном направлении, заключая между собой межгорные впадины (Тургундинская, Тюнбургская, Катандинская, Уймонская [40]), наибольшая глубина прогибания которых приурочена к зонам сочленения хребтов и контактам уступов хребтов и впадин [16, 157].

В строении Теректинского хребта наблюдается асимметрия, выраженная относительно пологим и длинным северо-восточным склоном и более крутым и коротким – юго-западным. Его блоковая неоднородность и соотношения с хребтом Камза определяются системой разломов северо-западного простирания, фрагментарно наследующих структуры Чарышско-Теректинской зоны разломов палеозойского заложения. Целостность блоков северо-западного простирания нарушена системой разломов северо-восточного простирания. Смещения по ряду более мелких разломов субширотного и северо-западного простирания обеспечивают погружение хребта в сторону Уймонской котловины [40].

Отроги Катунского хребта, включающие и небольшие хребты (Каменный Белок, Холодный Белок), отделены на севере от впадины разломом. Его блоковая структура осложнена субмеридиональными и дугообразными разломами, активно дренируемыми речной сетью (рр. Мульта, Окол, Большой Окол, Воровской Ключ, Большой Сугаш). Блоковую делимость Катунского хребта дополняет серия субширотных разломов, определяющих общее снижение его абсолютных высот в сторону межгорных впадин [40].

Вдоль южного подножия Теректинского хребта в зоне Южно-Теректинского разлома локализуется система отрицательных морфоструктур (Абайско-Уймонский район), состоящая из цепочки межгорных впадин: Абайской, Тюгуюрской, Уймонской, а далее к юго-востоку за пределами листа Катандинской, Тюнбургской и Тургундинской [40, 125]. Абайская котловина длиной 42 км и шириной до 6 км, выполнена толщей четвертичных отложений мощностью более 100 м. Уймонская котловина длиной 35 км при средней ширине 10–12 км, по геофизическим данным, выполнена толщей кайнозойских отложений мощностью от 550 до 1 960 м, которые вскрыты скважиной до глубины 400 м.

Особенности строения бортов Уймонской котловины приближают ее к впадинам байкальского типа. Она характеризуется линейностью, резкой асимметрией бортов (северный, северо-западный борта намного круче южного), резко выраженным горным обрамлением, сильно суженой зоной предгорий (с южного борта) и отсутствием ее (в северном борту); имеет прямо-

линейные, угловатые очертания. Главная роль тектонического фактора в возникновении и формировании Уймонской котловины является несомненной [167].

Еще одна котловина, выделяемая нами как Верхнетюгурюкская – долина верхнего течения р. Тюгурюк, длиной 22 км, шириной до 6 км и площадью не менее 100 км², ориентированная в субмеридиональном направлении, примыкающая к Маргалинскому разлому, находится на абсолютной высоте 1 500–1 540 м между хребтами Камза и Теректинским, большая часть которой находится на рассматриваемой площади.

В пределах выделяемых неотектонических морфоструктур (блоков) широко развиты различные генетические типы структурного (тектонического), выработанного (денудационного) и аккумулятивного рельефа.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Тектонический рельеф – неотектонические и унаследованные нарушения, выраженные протяженными *крутыми прямолинейными и дугообразными в плане склонами* речных долин, горных хребтов и массивов, разделяющими блоки с различной неотектонической активностью. Эти склоны высотой от первых десятков до первых сотен метров преимущественно северо-западного направления, реже – субширотного и северо-восточного направлений, представляют собой неотектонические, преимущественно унаследованные взбросы, взбросо-сдвиги, а местами, вероятно, взбросо-надвиги.

Начало формирования этих склонов связывается с неотектоническим этапом активизации территории, начавшимся во второй половине позднего олигоцена, но максимальные дифференцированные движения проявились, по одним данным в олигоцен–раннемиоценовое время [157], по другим – в неоген–четвертичное время [7, 76], а по третьим – в четвертичное [124]. Мы определяем возраст тектонических склонов как неоген–четвертичный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф. *Денудационно-конструктивный рельеф* – крутые и средней крутизны отпрепарированные денудацией и слабобрасчлененные склоны интрузивных тел, их приконтактных зон ороговикования и древних вулканических покровов. Они располагаются на абсолютных высотах от 1 000 до более 2 000 м. В современном рельефе иногда образуют положительные купольные и отрицательные кольцевые морфоструктуры центрального типа овальной и изометричной формы размером от 2–4 до 12 км, с превышениями над окружающим полем высот от первых десятков до сотен метров, подчеркиваемые структурно-денудационными уступами, центробежным и центростремительным рисунком гидросети. Очень часто они сильно видоизменены более поздними эрозионными и экзарационными процессами.

Формирование этого типа рельефа обусловили сравнительно однородный петрографический состав и более высокая денудационная устойчивость пород, по сравнению с окружающими. Часто интрузивные массивы выделяются в рельефе устойчивыми повышениями, что, вероятно, может быть связано с избирательным подъемом гранитоидов [11].

Важнейшей предпосылкой образования этого типа рельефа является определенная скорость неотектонических движений, обеспечивающая развитие селективной денудации, а сами купольные морфоструктуры находятся на второй стадии своего развития [70]. Палеовулканические покровы также выделяются в рельефе резкими положительными формами согласно своим плановым очертаниям. Их вершинные поверхности и склоны повсеместно покрыты практически сплошным маломощным чехлом элювия и различных склоновых образований позднечетвертичного–голоценового возраста.

Приконтактное окружение интрузий не имеет существенных отличий в вершинном поле от вмещающих пород вне контактного воздействия. Вершинные поверхности наиболее крупных структур – сохранившиеся фрагменты мел–палеогенового пенеппла, в значительной степени переработанного криогенными и, возможно, частично ледниковыми процессами в плейстоцене. В большинстве случаев нижние части этих склонов, опускающиеся в долины, сильно расчленены эрозией и ледниковой экзарацией, что зачастую существенно маскирует их морфогенетическую природу. Возраст этого типа рельефа принимается как палеоген–четвертичный.

Денудационный рельеф. *Денудационно-эрозионный рельеф* – склоны, занимающие не менее 60 % площади и определяющие основной морфогенетический тип рельефа. Высотный диапазон их развития изменяется от 900 до 2 000 м. Крутизна их варьирует от 5 до 30° и более. Почти все склоны, за исключением склонов южной экспозиции, покрыты чехлом полигенетиче-

ских отложений склонового ряда позднеплейстоцен–голоценового возраста. Глубина эрозионного расчленения изменяется от 80 до 1 000 м, а густота расчленения – 0,5–2 км. Существенные различия поперечных профилей свойственны склонам южной и северной экспозиций. Денудационно-эрозионные водосборы верховьев долин на склонах северной и северо-восточной экспозиции отличаются слабым внутренним расчленением, циркообразной формой, большими площадными размерами, крутой задней стенкой, выраженной приводораздельной бровкой, широким пологонаклонным днищем. Все эти особенности указывают на значительное преобразование подобных водосборов ледово-фирновыми скоплениями во время оледенений [17].

Возраст этого типа рельефа ограничивается, с одной стороны, возрастом поверхностей денудационного выравнивания и структурно-денудационных склонов, а с другой – врезом в него эрозионных и экзарационных склонов, и принимается как неоген–четвертичный.

Эрозионный рельеф – крутые (30–70°) и субвертикальные склоны высотой от первых метров до первых десятков метров, протяженностью от первых десятков метров до километров, развитые в нижней части склонов речных долин, преимущественно крупнее II порядка. В масштабе геоморфологической схемы они не выражаются и на ней не показаны. На ней отражено размещение эрозионных останцов палеозойских пород в Уймонской, Абайской, Верхнетюгюркской котловинах и долине р. Меновная занятых ледниково-подпрудными озерами во время оледенений. Их образование в этих котловинах в значительной мере предопределено абрадирующей и эродирующей деятельностью озерных вод. Эти останцы представляют собой узкие изолированные гряды, отделенные от коренных склонов, шириной от 10–20 до 200–400 м, длиной от 50 м до 2 км и высотой от 10–70 до 150 м с очень крутыми скальными склонами, свободными от рыхлого чехла, и осложненными многочисленными абразионными нишами. Возраст останцов определяется средним–поздним неоплейстоценом.

Экзарационный рельеф широко развит на хребтах Теректинском, Катунском, Камза, Холодный Белок и массиве г. Красная. Он представлен ледниковыми карами и цирками шириной до 2–4 км с высотой стенок в 100–300 м и более, приуроченными в основном к склонам северной и северо-восточной экспозиции. Именно благодаря гляциальным процессам возникла асимметрия осевой части хребтов, противоположная общей асимметрии, обусловленной тектоникой [53]. Чем меньше высоты, тем более пологими становятся склоны в альпийской зоне, однако экзарационные формы рельефа остаются довольно свежими – имеют крутые изрезанные стенки. Кары и цирки открываются в четко выраженные троговые долины с крутыми бортами и корытообразным поперечным профилем.

Однако многие речные долины отличаются отсутствием видимых экзарационных и аккумулятивных следов древнего оледенения. О том, что они формировались при участии ледников, могут свидетельствовать их поперечные профили и их местонахождение в зоне развития типичных трогов [53]. Верховья долин некоторых рек и ручьев имеют вид широких циркообразных пологосклонных логов со слабонаклонными тальвегами. Эти долины, сужаясь вниз по течению, в своих низовьях приобретают хорошо выраженный троговый профиль. Для подобных трогов характерно слабое развитие или даже отсутствие стен, плеч и борозд сглаживания [53].

Глубина экзарационного вреза долин изменяется от первых десятков метров до 300 м. На самих же днищах долин Каракол, Каирлык, Маргала расположены четко выраженные бараньи лбы относительной высотой 5–15 м и экзарационные останцы палеозойских пород обтекаемой формы высотой 30–80 м. На некоторых уплощенных водораздельных поверхностях хребтов встречаются скальные выходы коренных пород, по своей форме весьма напоминающие бараньи лбы, а также крупные (до 2 м) глыбы, имеющие облик типичных ледогранников, перемещенные в стороны от ближайших коренных выходов на расстояние до 1 км и более, часто против уклона поверхности. И хотя другие достоверные следы присутствия ледников на плоских водораздельных поверхностях не обнаружены, это еще не означает, что их здесь не было. По достижении этими поверхностями нижней границы хionoсферы на них начинают формироваться ледники плоских вершин, которые медленно растекаются во все стороны, спускаясь с водоразделов. Наблюдения за современными ледниками плоских вершин в Северной Норвегии показали, что они имеют холодное основание, и при отступлении оставляют ненарушенные подстилающие крупноглыбовые курумы, практически не создают морен, бараньих лбов и ледниковой штриховки [136]. Подобная ситуация наблюдается и при деградации современных ледников плоских вершин в Горном Алтае [99].

Формирование этого типа рельефа началось, очевидно, в среднем неоплейстоцене и было наиболее интенсивным в позднем. Поэтому его возраст в целом принимается как средне-позднеплейстоценовый.

Поверхности денудационного выравнивания. Одной из особенностей рельефа является наличие сглаженных водоразделов, обладающих близкими высотами, которые придают горным со-

оружениям облик расчлененных плоскогорий, увенчанных останцовыми массивами с альпийскими формами. Резкие морфологические отличия этих водоразделов от различной крутизны склонов позволяет считать их реликтами древнего денудационного рельефа, созданного при ином качественно отличном тектоническом режиме [80]. Этот реликтовый рельеф, срезающий древнее складчатое основание, на рассматриваемой территории расположен на абсолютных высотах 1 500 м, 1 700–1 900 м, 2 000 м, 2 040–2 080 м, 2 200 и 2 400 м. Он занимает не менее 10 % площади, наиболее полно сохраняясь на удалении от главных водотоков, и приурочен крупными фрагментами к осевым частям основных хребтов и их крупных отрогов.

Однако эти первоначальные поверхности в основном уничтожены неоген–четвертичными денудационными и эрозионными процессами, а в пределах границ распространения оледенения, сохранившиеся участки пенеплена в значительной степени переработаны и преобразованы плейстоценовыми и современными ледниковыми и криогенными процессами.

Тем не менее, фрагменты поверхностей выравнивания, сохранившиеся на водоразделах, не потеряли свой основной морфологический облик и срезают различные породы [80]. До сих пор большая часть уплощенных вершинных поверхностей в данном районе Алтая сохраняет элементы поверхностей выравнивания [2]. По достижении этими поверхностями нижней границы хионосферы здесь формировались ледники плоских вершин, которые предохраняя подстилающую поверхность от действия других экзогенных процессов, способствовали длительному их существованию [77].

Участки выровненного рельефа шириной от 0,5 до 4 км, образуют комплекс древнего пенеплена, включающего водораздельные поверхности и предельно выположенные верхние участки склонов. Углы наклонов этих поверхностей не превышают 7–10°. На них повсеместно развита маломощная активно движущаяся толща коллювиально-десерпционных образований площадных курумов, осложненная криогенным микрорельефом – каменными кольцами и многоугольниками, переходящими на пологих склонах в каменные полосы. На участках значительного площадного развития древний рельеф этих поверхностей представлен реликтовой пологоувалистой равниной с широкими долинообразными понижениями и современными нагорными террасами, и останцами морозного выветривания.

В целом, можно констатировать, что эти поверхности представляют собой сочетание элементов донеогенового мелкосопочника и холмистой равнины, измененных ледниковой аккумуляцией, экзарацией и горной нивацией в неоплейстоцене, и типичного альпийского рельефа.

Отдельные незначительные участки поверхностей, примыкающие к ледниковым карам, вероятно, можно рассматривать как неоплейстоценовые эквипланы – поверхности, возникшие в результате каровой денудации, проявляющейся в регрессивном отступании их стенок и расширении днищ. При длительном развитии этот процесс приводит к уничтожению разделяющих кары и цирки скальных гребней и слиянию их днищ, вследствие чего и формируется выровненная поверхность – эквиплан [53, 69].

Плавного перехода среднегорных поверхностей выравнивания в высокогорные не наблюдается. Этот переход осуществляется по неотектоническим блокоразделяющим швам и на коротком расстоянии (1–2 км) происходит резкий скачок высоты поверхностей в сотни метров.

Ввиду отсутствия прямых геологических данных, возраст, количество и генезис поверхностей выравнивания трактуется различно [80]. По нашему мнению, выделение нескольких разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания [18, 65, 127, 157] не только на данной территории, но и в пределах Горного Алтая в целом, в настоящее время вряд ли может быть достаточно обоснованным. Это бывшая единая пенепленезированная поверхность, деформированная неотектоническими блоковыми движениями, поднятая на различные высоты, видоизмененная ледниковыми и нивально-соллюфлюкционными процессами [7, 52, 76, 89]. Есть также мнение, что в горах Алтая на разных высотах одновременно вырабатывается несколько поверхностей выравнивания, а потому нет основания принимать их за разновозрастные [54].

Несмотря на существенную местами переработку поверхности выравнивания различными экзогенными процессами в четвертичное время, в среднем величина денудационного среза за плейстоцен разными авторами оценивается по-разному. Так, по мнению Б. М. Богачкина [7], этот срез составляет менее 5 м, а, по данным М. В. Петкевич [91], не превышает 0,8 м за последний миллион лет.

Формирование пенеплена, начавшееся в меловое время, продолжалось до позднего олигоцена, когда, в результате начавшихся неотектонических движений, территория стала воздыматься [7, 76]. В целом возраст денудационной поверхности выравнивания мы, по аналогии со смежными листами М-45-VIII, XIII и XV [31, 198, 217] определяем как мел–палеогеновый.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф представлен дорожными насыпями высотой до 3 м и выемками глубиной 1–5 м, небольшими карьерами в Абайской и Уймонской котловинах, на днищах речных долин и вдоль дорог глубиной 2–15 м и в поперечнике от первых десятков метров до 100–200 м, старыми силосными ямами глубиной 2–3 м и длиной 10 м, и отвалами возле них высотой до 3 м. На месторождениях и проявлениях полезных ископаемых техногенные формы рельефа представлены старыми шурфами, канавами и отвалами возле них. В Абайской и Уймонской котловинах построена целая система осушительных и оросительных каналов, в настоящее время заброшенных. В 1962 г. в пойме рек Абай и Урмалык были проведены мелиоративные работы по осушению 260 гектаров заболоченных земель [55].

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Поверхности болотные голоценового возраста широко развиты на поймах почти всех рек и в котловинообразных расширениях долин. Площадь их изменяется от тысяч квадратных метров до 87 км². Особенно крупные торфяные болотные массивы находятся в долинах Теректинского хребта: Каракол, Каирлык, Маргала, Тюгүрюк, Юстик, Делд-Сугаш. Болотные торфяники, расположенные на абсолютной высоте более 1 496 м, с глубины 0,6–0,8 м находятся в многолетнемерзлом состоянии, а их поверхность осложняют многочисленные торфяные бугры пучения высотой до 3 м и диаметром 10 м, многие из которых находятся в стадии деградации.

Поверхности речных пойм голоценового возраста в рельефе четко разделяются на низкие и высокие. В долинах разных порядков низкая пойма, находящаяся в стадии формирования, представлена отдельными сегментами, имеет высоту от 0,3 до 2 м, а высокая пойма – до 3–6 м. Ширина их также изменяется в широких пределах от 5–30 м до 1–5 км в расширениях долин рек Каракол, Сугаш, Абай, Кокса, Катунь. В Абайской котловине и долине Катунь от с. Кайта-нак до с. Мульта в пределах широких пойм реки Абай, Кокса и Катунь свободно меандрируют и фурируют. Поверхность пойм изрезана многочисленными извилистыми сухими руслами глубиной 1–1,5 м и осложнена многочисленными старицами и болотами.

Поверхности ледниковых образований голоценового возраста занимают верховья долин, кары и ледниковые цирки. Четко выражены в рельефе бугристо-грядово-западинной поверхностью, ограниченной валами конечных и береговых морен высотой до 20 м, практически не задернованными, и во многих случаях находятся в стадии формирования, особенно в карах и долинах Катунского хребта за рамкой листа, где примыкают к деградирующим ледникам.

Поверхности делювиально-солифлюкционных шлейфов позднеоплейстоцен–голоценового возраста, выделяемые в самостоятельный тип аккумулятивного рельефа, распространены в широких циркообразных пологосклонных логах и долинах хребтов Теректинского, Камза, отрогах хребтов Холзун и Катунского, где спускаются до высот не ниже 1 540 м. Они сплошным чехлом выполняют наклонные днища и нижние пологие (3–20°) части склонов. Их поверхность часто осложняют мелкие солифлюкционные языки и натечные терраски высотой от 0,4 до 1 м и длиной первые метры, надвинутые друг на друга, а также валы высотой от первых десятков сантиметров до 2 м.

Поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов широко развиты ниже 1 600 м в нижних частях склонов, на днищах логов и долин. Часто образуют мощные пологонаклонные террасоувалы, перекрывающие аллювиальные отложения.

Поверхности пролювиально-аллювиальных образований позднеоплейстоцен–голоценового возраста широко развиты в Абайской и Уймонской котловинах, где образуют обширные очень пологонаклонные конусы выноса наземных дельт. Длина их изменяется от 4 до 10 км, ширина – от 2,5 до 6 км. Поверхность, покрытая валунно-крупногалечным материалом густо расчленена многочисленными веерообразно расходящимися сухими руслами.

Поверхности ледниковых образований второго позднеоплейстоценового (аккемского) оледенения бугристо-грядово-западинные развиты во всех ледниковых долинах и отражены на карте и геоморфологической схеме. Пределы их распространения ограничены четко выраженными протяженными валами конечных и береговых морен высотой от 10–15 до 50 м, образующими мощные конечно-моренные комплексы максимума этого оледенения и его стадийных сокращений. Отчетливо выделяются моренные холмы и гряды, имеющие различные размеры и формы: округлые в плане и вытянутые по направлению долин или без определенной ориентировки. Высота их достигает 20–30 м. Они чередуются с понижениями и западинами, чаще – правильной округлой формы, некоторые из которых заполнены озерами до настоящего времени.

Поверхность флювиогляциальных образований второго позднеплейстоценового (аккемского) оледенения, сложенная слоистым валунно-галечным материалом, выделена в Абайской котловине у западной рамки листа по аналогии со смежным листом М-45-ХІІІ. В современном рельефе какой-то специфической выраженности не имеет и в юго-восточном направлении фациально замещается и сливается с озерно-ледниковыми образованиями.

Поверхности ледниково-озерных образований второго позднеплейстоценового (аккемского) оледенения, сложенные песчано-алевритовыми глинами, выделены в Абайской котловине [5, 19, 99]. А также в долине среднего течения р. Маргала и котловинообразных верховьях долин бассейна р. Бирюкса, где сток из них перекрывался позднеплейстоценовыми ледниками, оставившими свои морены.

Поверхности гляциоаллювиальных образований позднеплейстоценового возраста высотой до 20 м над урезом Катунь выделены в районе устья р. Мульта. Они сформированы выносом из долины Мульта. Их осложняют озеровидные понижения, занятые остаточными озерами и болотами. Часть из них в результате отступления берегового уступа спущена, а вскрывающиеся маломощные озерно-болотные образования, не выражающиеся в масштабе карты, имеют современный возраст.

Поверхности аллювиальных надпойменных террас позднеплейстоценового возраста приурочены к расширениям долин Коксы и Катунь, где на разных участках выделяются от одной до трех террас. Площадки первой и второй террас плоские горизонтальные, третьей – пологонаклонные к реке. Ширина их изменяется от 0,2–0,3 до 1,6 км, длина – от 0,6 до 14 км. Высота первой надпойменной террасы над урезами рек не превышает 6–8 м, второй – от 11 до 17 м и третьей – от 20 до 25 м. Все террасы имеют четко выраженную бровку и крутые уступы. Их строение описано в главе «Стратиграфия». Между с. Березовка и Усть-Кокса в цоколе третьей надпойменной террасы обнажаются породы палеозоя и верхнемиоценовые красно-бурые глины.

Поверхности ледниковых образований первого позднеплейстоценового (чибитского) оледенения образуют в долинах мощные моренные комплексы, обрывающиеся достаточно крутыми фронтальными уступами высотой от 30 до 60 м, и не имеют четко выраженных в рельефе валов береговых и конечных морен, которые, вероятно, в значительной степени размыты и сглажены криогенными процессами. На поверхности часто встречаются плохо окатанные крупные валуны и глыбы хаотично ориентированные, отдельные из которых достигают 4 м в поперечнике.

Поверхности флювиогляциальных образований первого позднеплейстоценового (чибитского) оледенения выделены и закартированы в долинах Каракола, Арыгема и Каирлыка, где образуют пологонаклонные флювиогляциальные долинные зандры, протягивающиеся вниз по долинам от фронтальных уступов морен чибитского оледенения. Плоская поверхность их с большим количеством окатанных валунов изрезана многочисленными старыми руслами глубиной 1–1,5 м, веерообразно расходящимися от их вершин к основанию.

Поверхности ледниково-озерных образований средне-позднеплейстоценового возраста выделены по периферии Верхнетюгюрюкской котловины, подпруженной среднеплейстоценовой мореной Маргалинского ледника; в котловинообразной долине р. Меновая, но особенно обширные поверхности этого типа развиты на днище Уймонской котловины и в низовьях долин рек Окол и Большой Окол, открывающихся в нее. Развиты эти поверхности до абсолютной высоты 1 130 м. На них довольно часто встречаются дропстоуны размером от 0,3 до 1 м в поперечнике, представленные крупнозернистыми гранитами, ближайшие коренные выходы которых известны в бортах приустьевой части долины Мульта, и в долине Коксы у устья р. Тюгюрюк.

В Уймонской котловине над озерной поверхностью днища возвышаются на 2–5 м многочисленные флювиогляциальные камовые холмы округлой (диаметром до 30 м) и эллипсовидной (80×60 м) формы, расположенные как по одиночке, так и целыми группами, а также многочисленные озы высотой от 1 до 5 м, шириной – от 10 до 30 м и длиной – от 0,3 до 5 км. Это извилистые, серповидные и древовидные гряды, ориентированные в целом с севера на юг поперек котловины. Впервые протяженный оз в Уймонской котловине был выделен В. А. Обручевым еще в 1914 г., известный сейчас как Вал Обручева. Позднее их рассматривали как озерные бары [26]. Однако в этом случае они должны быть ориентированы в целом параллельно береговой линии древнего озера в субширотном направлении, а не поперек него, да и плановые очертания их были бы другими. Флювиогляциальными озами гряды считают А. Н. Рудой [98] и П. А. Окишев [77]. По мнению В. В. Бутвиловского и Н. Прехтеля [19], на этапе деградации последнего оледенения в Уймонской котловине были развиты очень мощные многолетние наледы, на поверхности которых в руслах водотоков и были отложены осадки, образовавшие после исчезновения наледей узкие извилистые гряды. Е. А. Рогожин и С. Г. Платонова [93] считают эти

валы молодыми сейсмогенными образованиями, чему, по нашему мнению, противоречит их серповидная и древовидная форма, а также внутреннее строение.

Поверхности ледниковых образований среднелепестового возраста в долине Маргалы особых отличий в рельефе не имеют. Морена, перекрывающая выход из Верхнетюгурской котловины выражена в рельефе как широкий (до 1,6 км) пологосклонный слабовыпуклый вал с редкими эрратическими валунами и гальками на поверхности, очевидно частично размывший при спуске озера.

У восточной рамки листа на правом берегу Катунь у с. Мульта их поверхность осложнена системой параллельных гряд высотой до 5–6 м, рассматриваемых как ребристая морена [12, 77], флювиогляциальные гряды [167] или маргинальные озы [98], гигантская рябь течения [19, 50], внутреннее строение которых описано в главе «Стратиграфия».

Поверхность флювиогляциальных образований среднелепестового возраста выделена лишь у северной рамки листа в долине р. Каракол, где представлена валунно-галечниковым долинным зандром, практически не отличающимся от зандров чибитского оледенения.

Поверхность аллювиально-пролювиальных образований раннелепестового возраста, представленная буроватой толщей башкаусской свиты, выделена в левобережье долины Катунь между с. Березовка и с. Усть-Кокса. Эта поверхность длиной около 4 км и шириной 2,5 км имеет форму слабовыпуклого пологосклонного вала, осложненного выходами коренных пород и широкими пологосклонными неглубокими понижениями балочного типа. Находится в пределах небольшого блока между селами Березовка, Власьевка и Усть-Кокса, примыкающего к Южно-Теректинскому разлому, и ограниченного с юго-востока неотектоническим нарушением, отмечаемым и другими исследователями [167]. Вероятно, этот блок испытал достаточно сильное и быстрое воздымание, в результате чего башкаусская толща и оказалась выведенной на дневную поверхность. Это поднятие подчеркивается развитием молодого низкогогорного рельефа и антецендентным характером долины р. Коксы, прорезающей этот блок [167].

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Геоморфологическое строение речных долин в значительной мере объясняется их положением в пределах одного или нескольких неотектонических блоков с разной интенсивностью вертикальных движений; полной или частичной приуроченностью к разрывным нарушениям, разделяющим блоки; простираниям геологических структур и их пересечениям; временем заложения и длительностью их развития.

В пределах интенсивно поднятых блоков все долины первого–четвертого порядков имеют невыработанные ступенчатые продольные профили с крутым падением от 40 до 120 м/км. Долины довольно узкие глубокие (до 500 м) V-образные и трогообразные с крутыми эрозионно-экзарационными склонами. Днища их зачехлены мощными грубообломочными толщами отложений ледникового комплекса и склоновых образований. Интенсивная глубинная эрозия, резко преобладающая над боковой, способствует выносу материала и не создает условий для формирования аккумулятивных террас. Все это крайне неблагоприятно для россыпеобразования в таких долинах, даже при наличии богатых коренных источников [58].

Долины основных левых притоков Коксы – Аюлу, Юстик, Тюгурюк и Катунь – Кастахта, Курунда, Большая Теректа, Чендек, стекающие с Теректинского хребта, секут вкрест простирания структуры палеозойского фундамента и разрывные нарушения. В верховьях они имеют вид широких циркообразных пологосклонных логов, выполненных склоновыми щебнисто-глыбовыми суглинками или ледниковыми отложениями. В результате длительного развития регрессивной эрозии их характер вниз по течению меняется. Долины эти сужаются часто до 200 м, глубина эрозионного расчленения в приустьевых частях достигает 200–400 м, и лишь у выхода в долину Коксы и Абайскую котловину они резко расширяются.

Долины рек Мульта, Большой Окол, Окол, Катунь, приуроченные к разломам, в низовьях на выходе в Уймонскую котловину также резко расширяются, приобретая клиновидную в плане форму. От южной рамки листа и до с. Кайтанак узкая долина Катунь ориентирована в субмеридиональном направлении и состоит из чередования меандр глубоко врезаемых в породы палеозоя. Далее до с. Усть-Кокса она плавно поворачивает на северо-восток и постепенно расширяется от 2 до 6 км, а затем делает резкий коленообразный поворот на восток-юго-восток и идет вдоль южного борта Уймонской котловины.

При выходе долин в котловины уклоны резко уменьшаются от 5 до 2,2 м/км, продольный профиль приближается к равновесному, а мощность аллювия к нормальной. Такая же ситуация характерна и для долин Коксы и Катунь, состоящих из чередования резко суженных со спрям-

ленными руслами, имеющими крутое падение, и котловинообразных участков, где продольный профиль также близок к равновесному, мощность аллювия к нормальной. На таких участках глубинная эрозия сменяется боковой, реки начинают свободно меандрировать и фуркировать, появляются комплексы аккумулятивных надпойменных террас. Эти факторы благоприятны для россыпеобразования.

На субширотных участках четко проявляется асимметрия долин. Склоны южной экспозиции очень крутые и короткие, северной – длинные и пологие, покрыты чехлом склоновых отложений, перекрывающих долинный аллювий, и образующих мощные террасовалы, которые отжимают русла к противоположному борту. Учитывая плановую миграцию речных долин второго–четвертого порядков в неоплейстоцене, и наличие переуглубленных тальвегов, следует ожидать погребенных под террасовалами долинных россыпей, локализованных вдоль склонов северной и северо-восточной экспозиций [157].

В результате восходящих неотектонических блоковых движений и неоднократного развития в неоплейстоцене мощных оледенений местами произошла локальная перестройка гидросети. Вероятно, некоторые реки в верховьях были обезглавлены и получили сток в противоположную сторону, а места этих перехватов фиксируются в рельефе сквозными долинами.

Перспективными на россыпи являются расширенные участки долин, приуроченные к блоко-разделяющим нарушениям и стыкам нескольких неотектонических блоков. Это молодые грабенообразные структуры длиной 5–42 км и шириной от 2 до 12 км, заполненные аллювием повышенной (более 30 м) мощностью аллювия и другими генетическими типами рыхлых отложений мощностью от более 100 м до более 300 м. Такие участки выделяются в долинах рек Тюгюрюк (Верхнетюгюрюкская котловина), Абай и Кокса (Абайская и Тюгюрюкская котловины) и Катунь (Уймонская котловина), а также низовья долин рек Окол и Большой Окол.

Условия накопления транзитного руслового материала более благоприятны в расширении долины в связи с уменьшениями уклонов и скоростей течения. Здесь осаждаются русловые фации и остается значительная часть гравийно-галечного материала руслового аллювия. Расширения долин, таким образом, являются своего рода отстойниками для наиболее грубых фаций руслового аллювия, и рудных минералов тяжелой фракции [114].

Перспективными на обнаружение погребенных большеобъемных многослойных россыпей являются и межгорные котловины. Относительное погружение этих впадин способствует тому, что практически весь приносимый высвобожденный или включенный в обломки пород металл остается в их пределах и имеет возможность образовывать здесь весьма крупные и продуктивные многослойные россыпные месторождения, для чего имеются все геолого-минералогические и геоморфологические предпосылки [20].

Формированию таких россыпей, прежде всего, благоприятствует морфотектоника региона: короткие горные области сноса (хребты) окружены и расчленены тектоническими впадинами-осадкоприемниками, которые резко ограничивают вынос даже мелкого металла, и заполнены кайнозойскими полифациальными отложениями мощностью в десятки, сотни и более метров. Многие из них являлись приемниками выносов рек, дренирующих золотоносные площади [20]. К сожалению, до сих пор отложения этих впадин вскрыты и то не полностью лишь отдельными гидрогеологическими скважинами, которые бурились без отбора керна, и естественно не опробовались на россыпное золото и другие россыпеобразующие минералы.

Таким образом, исходя из геоморфологических особенностей строения долин и котловин, наиболее благоприятными факторами россыпеобразования будут: 1 – приуроченность долин к межблоковым тектоническим нарушениям и грабенообразным структурам; 2 – приближение продольных профилей к равновесным, а мощностей аллювия – к нормальной; 3 – наличие аллювия, погребенного под террасовалами и в котловинах; 4 – длительное врезание долин на этих участках; 5 – склоны долин средней крутизны; 6 – наличие погребенных и брошенных долин, в том числе и на водоразделах.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Неотектонические движения носят дифференцированный характер, приурочены к унаследованным и неотектоническим разрывным нарушениям. В результате этих движений территория разбита на блоки с разной интенсивностью вертикальных и горизонтальных движений, а их ограничения представляют собой взбросы, взбросо-сдвиги, иногда – взбросо-надвиги [7, 16, 76, 157].

В целом для неотектонических структур характерна унаследованность докайнозойского структурного плана и согласованности его отдельных структурных элементов [88, 124]. Эта

унаследованность подчеркивается ориентировкой горных хребтов, их отрогов и речных долин. При этом разломы северо-западного простирания приобретали преимущественно правосдвиговую, северо-восточного – левосдвиговую кинематику, а осложняющие более мелкие морфоструктуры (отдельные горсты, грабены, мелкие блоки) и контролирующие эти формы молодые неотектонические разломы возникали в процессе увеличения степени дифференцированности блоковых движений [217].

Общая амплитуда вертикальных движений за неотектонический этап оценивается в 1 000–1 500 м, а за четвертичное время – в 100–300 м [7]. По мнению В. В. Бутвиловского [18], величина тектонических поднятий Алтая в альпийскую эпоху тектогенеза всего 100–460 м. По Л. И. Розенбергу [97], при относительных перемещениях соседних блоков на небольшую величину в 5–20 м за тектонический этап суммарный эффект перемещений удаленных друг от друга блоков мог достигать 100 и более метров.

По западной и северной периферии Уймонской котловины в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии неотектонических уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны [40]. У с. Баштала неотектонический уступ выработан в деформированных за счет надвигания Теректинского хребта на Уймонскую котловину неогеновых глинах, и срезает замок антиклинальной складки северо-восточного простирания [122]. За рамкой листа в с. Маргала скважины вскрыли зону крутопадающего взброса вдоль подножия Теректинского хребта, где метаморфические сланцы надвинуты на глины предположительно неогенового возраста [188].

В Горном Алтае установлена тесная связь резкой активизации неотектонических движений и усиления сейсмичности с деградацией последнего оледенения, когда скорости этих движений составляли десятки сантиметров в год, а общая амплитуда вертикальных и горизонтальных перемещений составила от 20 до 100 м [16, 17].

В постледниковое время интенсивные неотектонические подвижки продолжаются по разломам. Современная высокая активность разломов территории подтверждается историческими и инструментально зарегистрированными землетрясениями [7, 48, 120]. Активность Южно-Теректинского разлома проявляется в наличии цепочек мелких источников образующих заболоченные западины, протягивающиеся на участке между селами Усть-Кокса, Кастахта и Теректа [40]. Несколько подземных источников со значительным дебитом выявлено вдоль линии молодого разлома, ограничивающего хребет Ак-Тайга [26]. Поздненеоплейстоцен–голоценовые взбросо-сдвиговые правосторонние перемещения и разрывы пролювиальных и дельтовых отложений установлены в районе с. Чендек и с. Маргала [19]. К востоку от с. Чендек в поздненеоплейстоцен–голоценовой пролювиальной толще обнаружена целая система сбросов, крутопадающих на северо-восток в сторону Теректинского хребта [38].

В 2011 г. травертинизированная тектоническая брекчия была выявлена в Уймонской котловине у подножия южного склона Теректинского хребта в одном километре к востоку от с. Маргала, где ее радиоуглеродный возраст Л. А. Орлова определила в $14\,605 \pm 95$ лет (СОАН-8547) [105]. В этой же котловине на левом берегу Катунь у устья р. Башталинки в разрезе второй надпойменной террасы обнаружены сейсмогенные деформационные текстуры, свидетельствующие о 6–8-балльных землетрясениях во вторую половину позднего неоплейстоцена [38, 39]. Западнее с. Усть-Кокса обнаружены голоценовые пликативные и сбросовые нарушения, а очень молодой сейсмогенный разрыв возрастом в 850 лет обнаружен в разрезе флювиогляциального оза – Вала Обручева [93]. В сентябре 1997 г. было зафиксировано Тюнгурское 6-балльное землетрясение с магнитудой 4,4, эпицентр которого находился на Катунском хребте в верховьях долины р. Кучерла [120].

Ранее по сейсмичности район оценивался как 6-балльный [109]. Позднее он был отнесен к районам с интенсивностью сейсмических сотрясений в 9–10 баллов по шкале MSK-64 и магнитудой до 7,5 [36, 61]. Правомерность этого и подтвердили Чуйское землетрясение в сентябре 2003 г. и Тувинские землетрясения в декабре 2011 г. и феврале 2012 г.

ЗАВИСИМОСТЬ РЕЛЬЕФА ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Зависимость рельефообразования от геологического строения, докайнозойских тектонических структур и неотектонических процессов проявляется в разной степени, но достаточно четко. Палеовулканические покровы и интрузивные массивы выражены вытянутыми и изометричными хребтами и массивами с превышением над окружающим полем высот в сотни метров. Селективная денудация неоднородных по структуре, литологии и петрографии пород, зон

дробления и расланцевания проявляется на уровне микро- и мезорельефа останцами морозного выветривания, уступами нагорных террас, стенками каров, локальными повышениями и понижениями выходов разных пород. Известняки выделяются сглаженными пологосклонными поверхностями с пониженными вершинными полями, а более устойчивые породы – узкими протяженными грядами. На водоразделах, накрытых суглинками, выраженность складчатого основания становится слабой.

Дизъюнктивно-пликативные структуры каледонского и герцинского структурных этажей особых отличий в современном рельефе не имеют. Различия вершинного поля разных блоков задаются неотектоническими движениями, в результате которых оформились структурные склоны.

Современные экзогенные процессы в котловинах и речных долинах в значительной мере являются антропогенно обусловленными. Здесь распахка пологонаклонных днищ котловин и долин, уничтожение растительности, перевыпас скота, многочисленные тропы и дороги, особенно в районах населенных пунктов, активизируют эрозию почв, способствуют появлению и росту промоин и оврагов, а интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз.

В межгорных котловинах и котловинообразных расширениях долин реки свободно меандрируют, размывая высокую пойму, отложения ледникового комплекса и склоновые образования, которые в излучинах меандр обваливаются крупными блоками, а берега отступают со средней скоростью 2 м/год.

Гравитационные и сейсмогенные осыпи и обвалы локальны, и приурочены к крутым эрозионным и экзарационным склонам долин, тектоническим (структурным) склонам и стенкам ледниковых каров и цирков, образуя у их подножий небольшие по объему щебнисто-глыбовые шлейфы и конусы. Небольшая подрезка склона может вызвать движение осыпи. Сходы мощных грязекаменных потоков наиболее вероятны в логах и верховьях долин высокогорья, имеющих крутое падение, перегруженных грубообломочным материалом и врезанных в склоны южной экспозиции.

Весной на подветренных склонах рушатся ветровые надувы и снежные карнизы, сходят снежные лавины лоткового типа, способные сделать прочесы в лесу. Лавиносбор их имеет вид веерообразно расширенного лога, узкий лоток хорошо выражен, а конус выноса часто отсутствует. Объем лавин может достигать 100 тыс. м³, а дальность их выброса в долину от подошвы склона – 500–800 м, но, если учесть, что ширина многих долин менее 1 км, то днище долины может полностью перекрываться лавинами [90].

В современных климатических условиях зимы стали «теплее», летние температуры понизились на фоне увеличения среднегодовых осадков. Возможно, это стало одной из причин возрождения малых форм оледенения на Теректинском хребте [72]. Главный фактор существования этих ледников в современных условиях – ветровое перераспределение и метелевая концентрация снега на подветренных склонах водоразделов, и лавинная деятельность. Ледники занимают кары, нивальные ниши, эрозионно-нивальные ложбины, уступы нагорных террас, крутостенные склоны платообразных водоразделов. К этим же элементам рельефа приурочены многолетние снежники и снежники-перелетки. Кроме того, днища каров заняты озерами, которые в теплое время года оказывают охлаждающее влияние в 1,5–2 °С на несколько десятков или сотен метров [108], что также может способствовать сохранению ледников, особенно расположенных ниже фирновой границы.

В верхней части горно-таежного пояса и гольцовой зоне среднегорья и высокогорья выше 1 600 м широко развиты многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы, под действием которых верхние части склонов и выровненные поверхности хребтов и массивов покрыты сплошным чехлом площадных курумов. В результате интенсивного проявления термогенной десерпции, гравитации и мерзлотного крипа курумы движутся со скоростью 8–20 см/год [78], образуя характерную мелкобугристо-западинно-ступенчатую поверхность. Здесь же образуются как отдельные, так и многоярусные нагорные террасы и многочисленные скальные останцы морозного выветривания. На пологих склонах (3–20°) интенсивно развивается солифлюкция, формируя натечные языки и терраски. На субгоризонтальных поверхностях повсеместно развит криогенный микрорельеф – полигональные грунты, пятна-медальоны, каменные кольца и многоугольники, на пологих склонах преобразующиеся в узкие вытянутые полосы.

Проявление современных криогенных процессов имеет более широкий ареал, но, если выше границы леса они формируют морфоскульптурные элементы в ландшафтах, особенности которых четко коррелируют с направленностью латерального перемещения материала, то на остальной территории они могут проявляться в почвенном покрове, особенно в горно-таежных длительносезонномерзлотных почвах среднегорно-таежных комплексов [107].

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Начиная с карбона, развитие района шло в континентальных условиях. В докайнозойское время дважды (в перми и юре) на месте современного Алтая возникали горные сооружения [76], которые в триасе и мел–эоцене были денудированы до уровня пенеплена с останцовыми массивами и площадными корами выветривания. Господствовал теплый гумидный климат, и формировались коры выветривания [1]. Фрагменты мел–палеогенового пенеплена, видоизмененные криогенно-ледниковыми процессами, сохранились в осевых частях хребтов и их крупных отрогов.

Однако есть и другие точки зрения на раннюю историю развития рельефа. По Л. И. Розенбергу [97], абсолютные высоты гор Алтая, густота их расчленения и крутизна склонов уже в самом начале кайнозоя были соизмеримы с современными. То есть рельеф, близкий к современному, возник уже в мезозое и в течение всего кайнозоя не подвергался существенной перестройке. По мнению В. В. Бутвиловского [18, 158], основная орография рельефа Горного Алтая, его превышения и деформации были созданы еще раньше – в палеозое и мезозое.

Формирование современного рельефа связывается с началом неотектонического этапа активизации в позднем олигоцене, когда в результате резкого усиления восходящих движений район был вовлечен в общее сводовое поднятие Алтая [1, 7, 76]. В это время под влиянием усилившейся денудации и эрозии стали размываться и сноситься коры выветривания, началось формирование конструктивно-денудационных склонов, и заложилась долина Катунь. По мнению В. В. Бутвиловского [157], в Горном Алтае период главной фазы активизации тектонических движений в кайнозое приходится на олигоцен–раннемиоценовое время. Результаты геофизических исследований [40] и бурения глубокой (400 м) скважины [104, 121] позволяют утверждать, что заложение Уймонской котловины произошло в палеогене, что еще 70 лет назад предполагал и Л. А. Рагозин [86].

В начале миоцена возможности пластической деформации были исчерпаны, и в условиях продолжающегося регионального сжатия вдоль субмеридиональной оси началось дробление территории, и сводовое воздымание сменилось блоковыми подвижками, что привело к увеличению относительных превышений [76]. Воздымающийся цокольный пенеплен стал расчленяться денудационно-эрозионными процессами. Коры выветривания были уничтожены. К концу миоцена район представлял собой среднегорную платообразную ступень пологих поднятий [7]. В это время, вероятно, заложилась долина Коксы и других крупных притоков Катунь, по крайней мере в нижнем течении.

По аналогии с Чуйской и Курайской котловинами Горного Алтая и его западными предгорьями, можно предположить, что в миоцене климат региона, оставался еще теплым, постепенно меняясь в сторону все большей континентальности и аридизации. А со второй половины позднего миоцена (павлодарское время) он стал аридным с годовым количеством осадков не более 100 мм. В это время речной сток мог сократиться в 8–10 раз, по сравнению с поздним олигоценом [114].

В конце миоцена–плиоцене произошло заложение неотектонических разрывных нарушений [7], в результате чего территория окончательно оказалась разбитой на блоки, и общее поднятие сменилось дифференцированными блоковыми движениями разной интенсивности. По-видимому, в это время произошло заложение Тюгурюкской и Абайской котловин.

В эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене тектоническое воздымание ослабевает. Происходит значительное похолодание климата по сравнению с предыдущим этапом, тем не менее, он все еще оставался более теплым и засушливым, чем современный. В условиях такого климата, лесостепных ландшафтов и при незначительном речном стоке начинают доминировать денудационные процессы. Идет выколачивание склонов при одновременной аградации и расширении речных долин и котловин, в которых накапливается мощная толща аллювиально-озерных отложений бекенской свиты и буроцветного аллювио-пролювия башкаусской свиты. Это красноцветное осадконакопление, по мнению ряда авторов [7, 20], также происходило в условиях семиаридного климата, длительного выветривания и локального выравнивания рельефа. В целом рельеф приобретает облик денудационно-эрозионного среднегорья с останцовыми крутосклонными водораздельными поверхностями.

С середины раннего неоплейстоцена вновь усиливаются неотектонические блоковые движения, которые сопровождались заложением долин первого–второго порядков, и, вероятно, частичной перестройкой гидросети. Сохранившиеся фрагменты брошенных долин (сквозные долины) встречаются на различных абсолютных высотах. Очевидно, с этого времени начинается формирование эрозионных склонов речных долин.

Со среднего неоплейстоцена, интенсивность неотектонических блоковых движений, по-ви-

димому, неоднократно, то усиливалась, то ослабевала. Плейстоцен Горного Алтая в целом – это время многократной смены знака тектонических движений на общем фоне относительно слабого роста гор [18].

Вторая половина неоплейстоцена знаменуется значительными и неоднократными резкими колебаниями климата – похолоданиями и потеплениями. Похолодания должны были приводить к развитию оледенений, потепления – к их деградациям. Однако на рассматриваемой территории ни в современном рельефе, ни в отложениях достоверные следы более ранних ледниковых эпох неоплейстоцена, чем чуйская (МИС-6), пока не обнаружены. Они здесь либо уничтожены последующими экзарацией и эрозией, либо находятся в погребенном состоянии и на дневную поверхность не выходят.

В среднем неоплейстоцене вся территория полностью покрывалась либо ледово-фирновыми полями [4, 10], либо ледниками сетчатого типа [77]. Возможно, в это время Верхнетюгурюкская котловина превращалась в ледоем площадью более 100 км². И в среднем и в позднем неоплейстоцене на выровненных поверхностях хребтов развивались ледники плоских вершин и ледники скандинавского типа, откуда по широким трогообразным логам и долинам спускались вниз, формируя экзарационный и аккумулятивный ледниковый рельеф. В Верхнетюгурюкской, Уймонской, Абайской котловинах, в котловинообразных долинах Меновной и бассейна Бирюксы возникали ледниково-подпрудные озера, воды которых способствовали образованию эрозионных останцов. В ледниково-межледниковые эпохи позднего неоплейстоцена в котловинообразных долинах Коксы и Катунь формируются аккумулятивные надпойменные террасы. А в Абайской и Уймонской котловинах – мощные обширные аллювиально-пролювиальные образования наземных дельт.

Направленность общего хода неотектонических движений на данной территории – дифференцированное воздымание блоковых структур относительно друг друга – свойственно и современной эпохе. Не исключена вероятность того, что в более ранние эпохи неоплейстоцена, общая абсолютная высота гор могла превышать современную.

На рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (10 380±200 лет назад) в Центральном Алтае верхняя граница леса была как минимум на 300 м выше современной и проходила на абсолютной высоте не ниже 2 700 м. Это свидетельствует о более теплом, чем современный, климате высокогорья, который просуществовал до середины голоцена [73, 130]. Поэтому, очевидно, в первую половину голоцена ледники в карах и верховьях долин рассматриваемого района, в отличие от осевой части Катунского хребта, где могло сохраняться каровое оледенение, должны были полностью исчезнуть. На Катунском, хребте из-под современных долинных ледников талые воды выносят крупные обломки древесины, радиоуглеродный возраст которых указывает на середину (оптимум) голоцена [73, 130].

После климатического оптимума голоцена, с начала аккемской (позднеголоценовой) стадии похолодания и увлажнения климата начинается возрождение оледенения, которое носило карово-долинный характер, и интенсивное болотообразование. Существовавшие крупные озера заиливаются, зарастают, формируются торфяники, на молодость которых указывают не только радиоуглеродные датировки, но и низкие содержания фосфора. Максимум позднеголоценовой аккемской стадии сменился стадийным (возвратно-поступательным) сокращением карово-долинных ледников до полного их исчезновения в большинстве случаев.

Позднеголоценовые стадийные похолодания климата сопровождалась резкой аградацией многолетней мерзлоты. Во время похолодания исторической стадии многолетняя мерзлота в этой части Алтая (бассейн верхнего течения реки Песчаной (лист М-45-VIII)) опускалась до абсолютной высоты 900–1 000 м. Сейчас многолетняя мерзлота в этом районе сохраняется на высотах не ниже 1 600 м. Хотя в Верхнетюгурюкской котловине мерзлота установлена на абсолютных высотах от 1 496 до 1 540 м. Такое низкое ее положение объясняется не только барьерным эффектом хребтов Камза и Теректинского, перехватывающих и осаждающих осадки, но и температурными инверсиями. В обширной котловине скапливается холодный воздух, определяющий не только низкую испаряемость, но и промерзание торфяной толщи [55] и подстилающих озерных образований, которые перестают пропускать влагу.

По-видимому, глобальное изменение современных климатических условий привело к тому, что зимы в горах Алтая стали «теплее» на фоне увеличения среднегодового количества осадков. Это могло стать одной из причин возрождения малых форм современного оледенения на Теректинском хребте, а одной из причин их сохранения – охлаждающее влияние многочисленных каровых озер, особенно для ледничков, расположенных ниже фирновой границы.

В настоящее время здесь идет дальнейшее преобразование рельефа – физическое выветривание, эрозия и склоновая денудация, карстовое выщелачивание, гравитационное и сейсмогенное осыпание и обваливание, солифлюкция, мерзлотный крип, делювиальный смыв и др. Все эти

экзогенные процессы особенно резко активизировались в позднем голоцене и в современную эпоху, причем некоторые не без активного вмешательства человека.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа выявлены полезные ископаемые магматогенного, гидротермального плутогенного, вулканогенного и амагматогенного, метаморфогенного происхождения. В настоящее время эксплуатируется Нижне-Уймонское малое месторождение строительных материалов (песчано-гравийный материал), разведаны, но не отрабатываются малые месторождения кирпичных глин и суглинков Курунду-1 и Верхне-Уймонское; отработано Горбуновское месторождение песчано-гравийного материала.

Все полезные ископаемые территории представлены следующими группами:

1. Металлические ископаемые: черные металлы (хром), цветные металлы (медь, свинец, цинк, молибден, вольфрам, ртуть, мышьяк, сурьма, висмут), редкие металлы (цирконий), редкоземельные элементы, благородные металлы (золото).

2. Неметаллические ископаемые: химическое сырье (флюорит), горнотехническое сырье (асбест), строительные материалы (глинистые, обломочные породы).

Большая часть полезных ископаемых представлена в проявлениях и пунктах минерализации, отдельные виды (никель, олово, бериллий, уран) отмечаются только в геохимических ореолах и потоках рассеяния.

Ведущими полезными ископаемыми изученной территории являются металлические – свинец и цинк (15 проявлений), редкие земли (5 проявлений), золото (19 проявлений) и неметаллические: глины и суглинки кирпичные (2 месторождения), песчано-гравийный материал (2 месторождения).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Группа металлических полезных ископаемых характеризуется наиболее широким диапазоном минеральных видов и представлена множеством объектов, в основном небольших масштабов. Установленные рудные объекты и сумма поисковых признаков и предпосылок свидетельствуют о возможной локализации в соответствующих рудоносных структурах промышленного оруденения свинца, цинка, золота, редких земель и циркония.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Черные металлы представлены одним пунктом минерализации хрома магматогенного типа и шлиховым потоком минералов хрома.

ХРОМ

В небольшом теле апогарцбургитовых серпентинитов установлен пункт минерализации, отнесенный к **хромитовой офиолитовой рудной формации**. *Пункт минерализации* (IV-2-6), выявленный при ГДП-200, расположен в верховье левого притока р. Кайтанак. Здесь в серпентинитах отмечены тонкие прожилки (m – до 2 см) и линзы магнетита. В пробе-протолочке обогащенных магнетитом пород установлены весовые содержания магнетита; присутствуют хромит, арсенопирит. Определено содержание Cr >> 1 %.

Шлиховой поток (IV-3-6) хромита и крокоита по р. Юхпихта с содержанием до 100 знаков, также связан с мелкими телами апогарцбургитовых серпентинитов, расположенных в верховье реки [167].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Представлены многочисленными проявлениями и пунктами минерализации Zn, Pb. Другие цветные металлы (Cu, Mo, W, Hg, Sb, As, Bi) распространены ограниченно и представлены редкими проявлениями и пунктами минерализации; Ni и Sn формируют лишь вторичные геохимические потоки, являющиеся косвенными поисковыми признаками для гидротермального плутогенного оруденения.

МЕДЬ

Пользуется ограниченным распространением и представлена 4 проявлениями и 18 пунктами минерализации. Оруденение представлено несколькими рудными формациями: медно-кварцевой жильной, медно-порфировой и медно-скарновой.

Оруденение **медно-кварцевой жильной формации** распространено преимущественно в полях развития терехтинского метаморфического комплекса, флишеидных образований горноалтайской серии, карбонатно-терригенных отложений силура; представлено двумя проявлениями и 16 пунктами минерализации, литогеохимическими и шлиховыми ореолами, шлиховыми потоками. Прогнозные ресурсы по проявлениям не оценены.

Проявление Тюгюрское (II-2-22) выявлено и опробовано геологами ВАГТа в 1953 г. [26]. Среди сланцев терехтинского метаморфического комплекса прослежен пласт мраморизованных известняков (аз. пад. 130°, $\angle 85-90^\circ$). Вдоль висячего бока пласта по контакту известняков со сланцами протягивается кварцевая жила ($m - 15-20$ см), содержащая малахит, азурит и гидрокислы железа; содержания Cu – 1–5 %.

Проявление IV-2-4 расположено в тектоническом клине, выполненном отложениями средневерхнекембрийской катунской свиты, среди метаморфических образований терехтинского комплекса. Здесь в рассланцованных алевролитах выявлена зона окварцевания и малахитизации юго-восточного простирания, приуроченная к разлому, мощностью 10–20 м. Установлены содержания Cu – от 250 г/т до 1 %.

Большинство *пунктов минерализации* представляют собой кварцево-жильные зоны среди метаморфических образований терехтинского метаморфического комплекса (II-1-2; II-2-16; III-1-8; III-4-6; IV-2-3, 21; IV-3-1) [167, 194], реже – среди флишеидов горноалтайской серии (I-1-6, 10; IV-3-16) и основных вулканитов сугашской свиты (IV-3-11) [167], сопровождающие многочисленные дайки диорит-порфиров, гранит-порфиров и риолитов. Медно-сульфидная минерализация отмечается как в маломощных кварцевых жилах, так и во вмещающих окварцованных сланцах в виде вкрапленности, гнезд и прожилков халькопирита, халькозина, натеков и корочек малахита, реже – азурита. В некоторых пунктах минерализации помимо окварцевания проявлены эпидотизация и калишпатизация (IV-2-21), интенсивная карбонатизация (III-4-9) в виде карбонатных прожилков ($m - 5-6$ см) с рудной минерализацией. В пунктах минерализации установлены содержания Cu – от 0,2 до 1,5 %. Отдельные пункты приурочены к тектоническим зонам и локализуются в раздробленных гидротермально-измененных метаморфических сланцах (II-4-50) [26] и породах ергольской свиты (II-3-19) [173], брекчированных долеритах (II-4-52) [190]. Один пункт минерализации (II-4-51) установлен в интенсивно брекчированных и окварцованных силурийских известняках [190], прорванных дайками риолитов. Рудная минерализация представлена вкрапленностью халькопирита и примазками малахита, содержания Cu – 0,5–1 %.

Оруденение **медно-порфировой формации** представлено проявлением и 2 пунктами минерализации, выявленными в девонских субвулканических и интрузивных образованиях.

Проявление Юстик (II-2-1) представляет собой минерализованную зону, прослеженную на 60 м среди осадочно-вулканогенных образований ергольской свиты [173], контактирующих по Чарышско-Терехтинскому разлому с метаморфическими сланцами терехтинского комплекса. В осветленных эффузивах среднего состава вблизи зоны разлома выявлена медная минерализация, приуроченная к двум сближенным зонам рассланцевания ($m - 1,4$ м). Восточнее (в 15 м) вскрыт контакт дайки порфировых риолитов коргонского комплекса с окварцованными эффузивами. Медная минерализация представлена малахитом, реже – халькопиритом. В двух бороздовых пробах установлены содержания: Cu – 3,2–3,6 % ($m - 0,6-0,8$ м); в висячем боку дайки, обогащенном малахитом определены концентрации Cu – 1,72 % ($m - 0,6$ м). При переопробовании интенсивно брекчированных окварцованных, серицитизированных риолитов, насыщенных лимонитом и малахитом, установлены содержания Cu > 1 % и Ag – 60 г/т. Прогнозные ресурсы не оценены.

Пункты минерализации приурочены к зонам дробления и окварцевания гранитов катандин-

ского комплекса (III-2-4) [167], дайке дацитов (IV-2-14) коргонского комплекса, прорывающих метаморфические сланцы терехтинского метаморфического комплекса. Здесь наблюдается сульфидная минерализация и вторичные минералы (малахит, лимонит); установлены содержания (г/т): Cu – 2 000–4 000; As – 100–300; Mo – 5–20.

Оруденение **медно-скарновой формации** представлено одним проявлением, выявленным в поле развития терригенно-карбонатных отложений силура. Рудная минерализация, вероятно, связана с не вскрытым массивом диоритов топольнинского комплекса.

Проявление Булхутинское (II-2-11) выявлено и опробовано геологами ВАГТа в 1953 г. [165], переопробовано при ГСР-50 [194]. Здесь среди силурийских известняков фиксируется скарнированный участок, рассеченный системой кварцевых жил и тектоническими брекчиями с медно-сульфидной минерализацией, представленной халькопиритом, халькозином и медной зеленью. Установлены содержания: Cu – 1–5 %, Ni – 0,1–1 %, Bi – 0,01–0,1 %; Ag – 5 г/т. Прогнозные ресурсы не оценены.

Кроме проявлений и пунктов минерализации признаки медного оруденения представлены шлиховыми ореолами и потоками халькопирита и малахита, а также первичными литохимическими ореолами меди. *Шлиховой ореол* (I-3-14) халькопирита и малахита (1–10 знаков) выявлен в пределах Улютинско-Кастахтинского рудного узла (РУ) на площади 2 км² [211]. *Шлиховой ореол* (II-3-37) площадью 5,8 км² и *поток* (II-3-34) протяженностью 5,9 км с содержанием халькопирита 1–2 знака зафиксированы в аналогичных условиях на р. Мал. Карыгем, в верхней части потока халькопирит ассоциирует с галенитом и церусситом (1–4 зерен) [211]. *Шлиховые потоки* (II-2-20; II-3-36) халькопирита и малахита (1–2 зерна) протяженностью 2–3,2 км установлены в поле развития метаморфических образований терехтинского комплекса, прорванных гранитными интрузиями и дайками диорит-порфиров катандинского комплекса [194, 211]

Среди метаморфических сланцев терехтинского комплекса в зонах окварцевания и скарнирования в экзо- и эндоконтакте малых штоков гранитов катандинского комплекса установлен *первичный литохимический ореол* (III-4-4) с высокой концентрацией Cu – 300 г/т, площадью 8,2 км². В единичных пробах содержание Cu – 2 000–3 000 г/т [167]. В прогнозируемом Холодно-Гольцовском РУ в зоне дробления ороговикованных песчаников горноалтайской серии выявлен *первичный литохимический ореол* (IV-3-28) высокой концентрации Cu – 0,05 %, площадью 1,5 км² [167].

СВИНЕЦ

Оруденение распространено в северо-восточной части площади в пределах прогнозируемого Улютинско-Кастахтинского РУ и представлено 11 золото-полиметаллическими проявлениями и 13 пунктами минерализации свинца и цинка, шлиховым ореолом и потоками, вторичными литохимическими потоками. Кроме того, свинцовая минерализация входит в состав комплексных свинцово-цинковых проявлений. Известная на площади свинцовая минерализация принадлежит **золоторудной полиметаллической формации** и сосредоточена в пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны. Рудовмещающими породами служат окварцованные кислые эффузивы и их туфы, реже – карбонатно-терригенные отложения силура и раннего девона.

Проявление Урскульское Северное (I-3-10) выявлено геологами ГПО ЗСГУ в 1953 г. [209], поисково-разведочные работы проведены в 1953–1955 гг. [193]. В результате вскрыто 3 зоны полиметаллической минерализации: Восточная, Центральная и Западная. Первая вскрыта канавами, прослежена по простиранию до 270 м, при средней мощности минерализованных пород 10–12 м имеет субмеридиональное простирание, крутое западное падение. Центральная зона, вскрытая канавами, протяженностью более 500 м имеет невыдержанную мощность от 1–2 до 12 м и север-северо-западное простирание. Западная зона имеет северо-западное простирание и юго-западное падение, прослежена разреженными линиями канав на 400 м. Она имеет форму линзы с мощностью до 120 м. Рудовмещающими породами служат преимущественно окварцованные и груборассланцованные риолиты, лавобрекчии, туфы кислого состава. Полиметаллическая минерализация представлена вкрапленностью, гнездами (2–10 мм), короткими прожилками галенита и сфалерита, реже – пирита и пирротина. В одной из канав в окварцованных риолитах встречена жила галенита мощностью до 10 см. В минерализованных зонах установлены содержания: Pb – 0,18–0,95 %, Zn – 0,75–1,75 %. При проведении ГДП-200 в отвалах канав и отдельных коренных выходах выявлена сульфидная минерализация (пирит, галенит, сфалерит) в окварцованных и калишпатизированных кислых эффузивах, туфах кислого и смешанного состава и серицит-кварцевых метасоматитах. В 15-и пробах установлены содержания (г/т): Au – 0,12–0,6; Sb – 3–76,9; Hg – 1,2–7,3; As – до 6 000; Ag – до 15; Pb – до 0,40 %; Zn – до 1 %. В

районе проявления выявлен *ПГХО* (I-3-08) Au, Hg. Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Урскульское Центральное (I-3-23) выявлено геологами ГПО ЗСГУ в 1953 г. [209], разведывалось в 1953–1955 гг. [193]. В пределах Центрального участка полиметаллическая минерализация развита повсеместно во всех породах и приурочена к зонам рассланцевания. Окколорудные изменения проявляются в окварцевании, серицитизации и в меньшей степени хлоритизации пород. В рудоносных зонах Центрального участка по суммарному содержанию свинца и цинка выделяются: рудные тела ($>2,5\%$), зоны оруденения ($1,5\text{--}2,5\%$) и зоны минерализации ($<1,5\%$). Всего на участке выделено два рудных тела и 7 зон с полиметаллической минерализацией. Основное рудное тело (№ 1), вскрытое канавами, скважинами и шурфами с рассечками, имеет форму линзы север-северо-западного простирания и крутое, согласное рассланцеванию, падение на восток. С поверхности тело прослежено на 65 м при мощности 3,3 м; среднее содержание: Pb – $1,9\%$ и Zn – $1,57\%$. Оно приурочено к интенсивно рассланцованным карбонатизированным риолитам с вкрапленностью галенита, сфалерита, изредка пирротина. К северу и югу рудное тело переходит в зоны минерализации с содержаниями: Pb – до $0,26\text{--}0,27\%$ и Zn – до $0,55\text{--}1,11\%$. Вся рудная зона прослежена по простиранию на 600 м до полного выклинивания, а по падению – на 160 м без выклинивания. По падению основное рудное тело невыдержано по мощности и содержанию рудных компонентов. Оно прослежено скважинами на 120 м, причем средние содержания на разных горизонтах варьируют в пределах: Zn – $1,87\text{--}3,24\%$ и Pb – $0,1\text{--}1,13\%$ (m – $0,73\text{--}2,59$ м). В 80 м западнее основного рудного тела расположено рудное тело № 2, приуроченное к окварцованным, серицитизированным и хлоритизированным риолитам и лавобрекчиям. Оно вскрыто и прослежено канавами, скважинами и шурфами с рассечками; представлено двумя разобщенными линзами север-северо-восточного простирания с крутым падением на восток, согласно рассланцеванию пород. Рудные минералы: галенит, сфалерит, реже – пирит, халькопирит и пирротин. По простиранию оно прослежено на 200 м до полного выклинивания, по падению – на 140 м без выклинивания. В нем вскрыто несколько рудных сечений со средним содержанием: Pb – $0,39\text{--}3,14\%$ и Zn – $0,3\text{--}5,55\%$ (m – от 3 до 4,5 м). Двумя скважинами подсечены несколько слепых рудных тел на горизонте 1 910 м с содержаниями: Pb – $0,66\%$; Zn – $3,29\%$ (m – 1,7 м) и на 1 890 м: Pb – $0,03\%$; Zn – $2,89\%$ (m – 1,45 м). В третьем рудном теле установлены содержания: Pb – $0,22\%$; Zn – $7,19\%$ (m – 3,62 м). Запасы, подсчитанные до глубины 100–150 м, составили: Pb – 5,9 тыс. т; Zn – 4,6 тыс. т [193]. При обследовании рудопроявления (ГДП-200) в окварцованных, серицитизированных, лимонитизированных риолитах, в серицит-кварц-калишпатовых и калишпат-кварц-слюдистых метасоматитах с сульфидами в 14-и пробах установлены содержания (г/т): Au – $0,14\text{--}0,7$; Sb – $1,8\text{--}34$; Hg – $0,3\text{--}41,2$; Pb – $40\text{--}2\,000$; Zn – от 120 г/т до 1% и более; Ag – $0,3\text{--}80$; Mo – $2\text{--}60$; Bi – до $10\text{--}80$; As – до $30\text{--}800$. В протолочках определены весовые содержания галенита, сфалерита, смитсонита, пирита и марказита, выявлено до 18 знаков золота.

Проявление I-3-31 установлено в субмеридиональной зоне гидротермально-измененных пород, между Урскульскими Центральным и Южным золото-полиметаллическими проявлениями. Здесь в отвалах двух старых канав, располагающихся в 120 м друг от друга, встречены серицит-полевошпат-кварцевые метасоматиты с рассеянной тонкой вкрапленностью пирита и кварц-калишпатовые породы с сульфидной минерализацией, образующей овоиды (до 2–3 см) пирит-галенитового состава. Определены содержания (г/т): Au – $0,15\text{--}0,2$; Pb – $100\text{--}8\,000$; Zn – $300\text{--}1\,000$; Ag – $1,2\text{--}3$. Проявление расположено в пределах выделенного при ГДП-200 *первичного ореола* (I-3-29) Au и Hg. Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Урскульское Южное (I-3-35) выявлено в 1952 г. геологами ЗСГУ [189]; в 1953 г. проведены поисково-съёмочные работы [209]; разведывалось в 1953–1955 гг. [193]. Минерализованные породы представляют собой окварцованные риолиты, содержащие редкую вкрапленность галенита, сфалерита, пирита и частично окварцованные черные сланцы с редкой вкрапленностью антимонита, сфалерита и меньше галенита. Окварцованные риолиты с полиметаллической минерализацией вскрыты одним сечением канав, в одной пробе установлено промышленное содержание: Pb – $1,22\%$; Zn – $3,74\%$ (m – 1 м); в остальных: Pb – сотые доли %, Zn – $0,05\text{--}0,34\%$. При обследовании рудопроявления (ГДП-200) по отвалам канав в окварцованных риолитах с сульфидами установлены содержания Au – $0,15\text{--}0,2$ г/т. Проявление расположено в *ПГХО* (I-3-29) золота и ртути. Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Маргалинское (II-3-4) выявлено и опробовано геологами ВАГТа в 1953 г. [165]. В среднедевонских риолитах в стенке кара выявлено рудное тело (m – 10–15 см) сульфидного состава, приуроченное к зоне параллельных крутопадающих разломов. Содержания: Zn – $5,48\%$; Pb – $0,19\%$. В аншлифе устанавливается брекчиевая структура руды: халькопирит, сфалерит и галенит являются цементом для раздробленной основной пирротиновой массы. Кроме того, при ревизии рудопроявления (ГДП-200) выявлены окварцованные кислые эффузи-

вы с маломощными кварцево-жильными зонками с охрами лимонита и с сульфидами. В трех пробах установлены содержания (г/т): Au – 0,11–0,3; Sb – 1,9–36,4; в одной пробе: Pb – до 5 %; Zn – до 0,3 %; Ag – до 60 г/т. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Проявление II-3-18 выявлено и изучено при ГСР-50 [211]. В канаве, пройденной на контакте алевропелитов и риолитов, в последних наблюдается вкрапленность галенита и сфалерита в виде гнезд размером 1–2 мм². Содержание: Pb – до 0,25 %; Zn – до 0,29 %. При обследовании рудопроявления в отвалах канавы встречены измененные лимонитизированные риолиты и туфы трахириолитов куратинского комплекса. Определены содержания (г/т): Au – 0,2–0,5; Pb – 400–1 200; Zn – до 1 000; Ag – до 60. Проявление расположено в пределах ПГХО (II-3-13) золота и ртути. Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Верхнеарчандинское (II-3-23) выявлено и исследовано при поисковых работах и ГСР-50 [209, 211]. Канавы вскрыты известковистые алевропелиты и окварцованные, пиритизированные риолиты и лавобрекчии. Зона интенсивно окварцованных и пиритизированных эффузивов с ветвящимися флюоритовыми жилами и прожилками прослеживается около 40 м, при мощности 1,5–2 м. По всей зоне в флюоритовых жилах наблюдается гнездовая вкрапленность (до 10–15 см) средне- и крупнокристаллического галенита. Вблизи зоны флюоритизации наблюдается очень редкая и мелкая вкрапленность галенита и сфалерита. В богатых галенитом обломках содержания: Pb – 46,78–48,86 %; Zn – 0,05–0,16 % [209]. В зоне дробления, где широко развиты процессы окварцевания и пиритизации отмечаются также включения флюорита и галенита в виде гнездовой вкрапленности. Мощность флюорит-кварцевых жил до 0,3 м; протяженность несколько метров; содержания Zn – до 2,28 % [211]. При обследовании проявления (ГДП-200) рудная минерализация отмечена в окварцованных серицитизированных риолитах и их туфах; содержания Au – 0,08–0,3 г/т; Pb – 80–600 г/т, Zn – до 500 г/т. Проявление размещается в пределах ПГХО (II-3-13) золота и ртути. Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Верхнекастахтинское (II-3-29) выявлено в 1952 г. при поисково-съёмочных работах [189], исследовано в 1956 г. [209] и изучено с проведением детальных поисковых работ в 1958–1959 гг. [219]. Участок проявления сложен породами куратинской свиты: кислыми эффузивами и их туфами, туфопесчаниками, известковистыми алевролитами, алевропелитами и характеризуется широким развитием разрывных нарушений. Рудовмещающими породами является туфогенно-осадочная пачка, которая отчетливо прослеживается по простиранию при выдержанной мощности 150–180 м. Рудное тело прослежено на 300 м по коренным выходам, развалам рудных обломков и горными выработками. Причем, наиболее изученным является участок рудного тела на левобережье р. Кастахта, где он прослежен горными выработками и по коренным выходам на 140 м, при мощности 10,5–11 м. Продуктивным для оруденения в составе этой пачки, является известковый горизонт, представленный темно-серыми до черных карбонатизированными углеродсодержащими алевропелитами с тонкими прослоями туфопесчаников и полимиктовых песчаников. Общая мощность известковистых пород, благоприятных для рудоотложения составляет 15–20 м. Руды вкрапленные, прожилковые и полосчато-вкрапленные, слабоокисленные с поверхности. В наиболее богатых рудах количество рудных минералов составляет 20 % от общего объема породы, они представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом; в зоне окисления – церусситом, азуритом и малахитом. Установлены содержания: Pb – 0,24–6,88 %, Zn – 0,62–10,32 %. Фоминых А. Ф. [219] произвел подсчет запасов по рудному телу протяженностью 300 м при средней мощности 12,7 м на глубину 150 м. При средних содержаниях: Pb – 1,62 %, Zn – 2,4 % запасы металлов в руде составляют: Pb – 13 424 т; Zn – 19 888 т. По его мнению, участок заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ. При обследовании рудопроявления (ГДП-200) выявлена зона окварцевания и сульфидизации в риолитах, прослеженная по коренным выходам и крупноглыбовым развалам на 800 м. Определены содержания (г/т): Au – 0,16–0,3; Sb – 0,5–19,4; Ag – 0,1–1,5. В кварце с сульфидами установлены содержания (г/т): Pb – 1 000, Ag – 15, Cu >> 1 %.

Проявление Верхнетерехтинское (II-4-3) выявлено геологами ВАГТа в 1957 г. [218]. В его пределах выделено несколько зон оруденения. Основная рудная зона (№ 4) представлена полосой дробленных гидротермально измененных пород с обильной вкрапленностью сульфидов (галенита, сфалерита, пирита и пирротина), залегающих среди известковистых алевропелитов, часто на контакте с прослоями туфов кислого состава. Горными выработками, по обнажениям и свалам зона прослежена на 1 500 м при мощности от 1,5 до 7 м; в ней установлены концентрации: Pb – 0,03–1,78 %; Zn – 0,01–1 %. В западном направлении отмечается обеднение рудной зоны галенитом и сфалеритом, и в тоже время обогащение пиритом и пирротинном. По мнению А. Ф. Фоминых, это объясняется положением ее в современном рельефе за счет вскрытия эрозией различных горизонтов рудной зоны и изменением минералогического состава по вертикали. На всем протяжении рудная зона имеет крутое северо-восточное падение. Околорудные из-

менения вмещающих пород выражаются в окварцевании, хлоритизации, серицитизации и пиритизации. При обследовании рудопоявления (ГДП-200) установлена полоса окварцованных и биотитизированных риолитов с участками интенсивной лимонитизации, с редкими линзочками и вкрапленностью сульфидов; определены концентрации (г/т): Au – 0,11–0,2; Zn – 400. В пробе-протоловке установлены весовые содержания лимонита и пирита, в единичных знаках присутствуют золото. По мнению А. Ф. Фоминых [218], участок проявления заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ. Прогнозные ресурсы проявления не оценивались.

Проявление П-4-31 размещается среди рассланцованных риолитов куратинской свиты, в зоне контакта вулканитов с карбонатно-терригенными отложениями силура. В окварцованных, серицитизированных породах с прожилково-вкрапленной минерализацией, представленной халькопиритом, сфалеритом, пиритом установлены содержания: Zn – 5 %; Cu – 5 %; Pb – 0,7 %; Ag – 20 г/т [190]; Au – 0,02–0,03 г/т (ГДП-200). Прогнозные ресурсы не оценены.

Проявление Черно-Терехтинское (П-4-36) объединяет пункты со свинцово-цинковой минерализацией, сосредоточенные в стенках каров, в верховьях притока р. Черная Теректа, приуроченные к зоне гидротермально-измененных пород северо-западного простирания, протяженностью около 3,5 км при ширине в 1 км [209]. Участок проявления сложен интенсивно рассланцованными эффузивно-осадочными отложениями среднего девона куратинской свиты. Свинцово-цинковая минерализация связана с тонкими кварцевыми и кварц-кальцитовыми прожилками (m – от 1 до 15 см), густо пронизывающими породу по сланцеватости, иногда образующими зоны (до 3–4 м). В жилах наблюдается гнездообразная вкрапленность галенита, сфалерита, редко – халькопирита; установлены содержания: Pb – до 0,72 % и Zn – до 3,51 %; в жиле с мелко-гнездовой вкрапленностью галенита и сфалерита: Pb – 3,15 % и Zn – 0,64 %. Канавками вскрыты маломощные зонки дробления и брекчирования пород (m – до 0,6 м), в которых гнезда сфалерита и галенита сцементированы кварц-кальцитовой массой, определено содержание: Pb – 0,3–2,88 %; Zn – 0,16–5,47 %. Во вмещающих их туфах и эффузивно-осадочных породах с галенитом и сфалеритом установлены концентрации: Pb – 0,02–2,51 %; Zn – 0,05–1,30 %. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Пункты минерализации сосредоточены преимущественно в окварцованных, серицитизированных, насыщенных кварцевыми прожилками (I-3-33; П-3-16, 32; П-4-32, 37) [161, 189, 190, 209], реже – аргиллизированных (I-2-13) риолитах и их туфах. Обычно с редкой вкрапленностью и мелкими гнездами галенита и сфалерита, с содержаниями: Pb – от 0,05–0,25 до 1,36–3,15 %; Zn – от 0,03–0,84 до 0,64–9,36 %; Ag – 2 г/т; As – 60–1 200 г/т; Sb – 20 г/т; Au – 0,06–0,09 г/т; Hg – 3,2–3,5 г/т. Нередко пункты минерализации (П-3-16) сопровождаются ПГХО золота и ртути (П-3-13). Некоторые пункты минерализации представляют собой минерализованные зоны в алевролитах и песчаниках (П-2-12) [194, 209], реже – в альбитизированных рассланцованных лимонитизированных туфах смешанного состава (П-4-41). Рудная минерализация (галенит, сфалерит) в минерализованных зонах приурочена к кварцевым прожилкам и кварц-кальцитовым желвакам, отмечаются тонкие прожилки и линзочки галенита, сфалерита и их вторичных минералов. Установлены содержания: Pb – 2,01–4,36 %, Zn – 1,11–2,76 %, Au – 0,04–0,1 г/т. Отдельные пункты минерализации размещаются в зонах дробления терригенно-карбонатных отложений силура (П-4-8, 34, 45, 48, 57) [190]. Породы брекчированы, окварцованы; рудная минерализация представлена убогой вкрапленностью и тонкими прожилками халькопирита, пирита, примазками малахита, реже – гнездами сфалерита и галенита. Установлены содержания: Pb – 1–5 %; Zn – 0,3–5 %; Cu – 0,07–1,5 %.

В пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны выявлены шлиховой ореол и потоки, вторичные геохимические потоки свинца и цинка. *Шлиховой ореол* (П-4-25) галенита отмечается в бассейне р. Чернушка среди вулканогенно-осадочных отложений куратинской свиты, с содержанием галенита в шлихах – до 50 зерен, редко – в ассоциации с церусситом [190]. *Шлиховые потоки* галенита, церуссита установлены и поле развития девонских осадочно-вулканогенных образований (П-4-12, 30) [165, 188, 194, 190]. Содержания галенита варьируют от 1 до 50 зерен, реже – до 100 зерен (П-2-15); протяженность – 2,5–5,7 км. В одном из потоков в четырех пробах присутствует золото от 1 до 10 зерен (П-2-13), в другом – в ассоциации с висмутином с содержанием от 1 до 60 зерен и бисмутитом – от 1 до 10 зерен (П-4-30). Отдельные шлиховые потоки отмечались вне рудных узлов среди метаморфических сланцев метапелитового подкомплекса. По левому притоку р. Юстик (I-2-19) [173] и по р. Теректушка (П-4-38, 55) [190] фиксируются шлиховые потоки с содержанием галенита – от 1 до 15 зерен, иногда в ассоциации с церусситом (до 12 зерен); протяженность потоков – 1,8–7,2 км. В полях развития силурийских карбонатно-терригенных отложений выявлены шлиховые потоки галенита (П-2-3, 4, 13, 15) с содержанием от 1 до 50 зерен. Здесь же отмечается и *вторичный поток рассеяния* Pb (П-2-17) низкой концентрации (35 г/т) протяженностью 2,6 км.

В северной части площади в пределах Улютинско-Кастахтинского прогнозируемого рудного узла в поле развития осадочно-вулканогенных среднедевонских образований выявлены *вторичные потоки рассеяния* Pb (I-2-1, 2) низкой концентрации (30–35 г/т), протяженностью 2,4–2,5 км; комплексный поток (I-3-5) средней концентрации интенсивностью Pb – 80 г/т, Zn – 367 г/т, протяженностью 4,6 км. В верховье р. Кастахта начинается с поля девонских образований в зоне Чарышско-Терехтинского разлома комплексный поток рассеяния (II-4-33) низкой концентрации (Pb – 70 г/т, Zn – 225 г/т), протяженностью 3,2 км. Среди девонских вулканогенных образований Коргонского наложенного прогиба установлены потоки рассеяния Pb (II-1-4, 7; III-1-2) низкой концентрации (35–40 г/т), протяженностью 3,0–5,5 км. В пределах прогнозируемого Холодно-Гольцовского рудного узла среди флишеидных образований горноалтайской серии, прорванных интрузиями катандинского комплекса, выявлены потоки рассеяния Pb (IV-3-14, 19; IV-4-5) низкой концентрации (30–35 г/т), протяженностью 3–3,6 км.

ЦИНК

Оруденение принадлежит к **золоторудной полиметаллической и свинцово-цинковой жильной формациям** и сосредоточено преимущественно в Улютинско-Кастахтинском прогнозируемом рудном узле. В пределах рудного узла представлено 4 проявлениями и пунктом минерализации, установлены потоки рассеяния цинка. Рудовмещающими породами служат окварцованные, серицитизированные кислые эффузивы среднего девона, реже – окварцованные карбонатно-терригенные отложения позднего девона–раннего карбона и силура.

Проявление золоторудной полиметаллической формации (II-3-30) связано с вулканогенными образованиями куратинского комплекса, а свинцово-цинковой жильной формации (II-3-27; II-4-39, 40) – с зонами тектонических нарушений, интенсивной трещиноватости. Прогнозные ресурсы по проявлениям не оценивались.

Проявление II-3-30 выявлено при поисково-съёмочных работах [209] и представляет собой элювиально-делювиальные глыбовые развалы известковистых пород с редкой вкрапленностью сфалерита и галенита. Прослежены вниз по склону в полосе субмеридионального простирания шириной 10–15 м и протяженностью около 4 км. Установлены содержания: Zn – 0,13–3,06 %, Pb – 2,49–2,88 %.

Проявление *Куругешское* (II-3-27) свинцово-цинковой жильной формации выявлено геологами ВАГТа в 1953 г. [165], приурочено к зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Здесь в делювиальных развалах кремнисто-карбонатных пород с густой равномерной вкрапленностью сульфидов установлены концентрации Zn – 0,1–1 %. В 1960 г. ГПО ЗСГУ [210] на этом участке проведен небольшой объем горных работ, которыми вскрыта зона карбонатно-кварцевых пород мощностью – 11 м; содержание Zn – 0,04–0,14 %. Кремнисто-карбонатные породы прослежены на 170–200 м, предполагается линзообразная форма тел, ориентированных в северо-западном направлении. Рудовмещающие породы зеленовато-светло-серого цвета состоят из кварца и карбоната (кальцит, анкерит) с примазками и скоплениями вторичных минералов меди и никеля. Вероятно, связано с пермь–триасовой тектоно-магматической активизацией, когда формировался терехтинский габбро-долеритовый комплекс и сурьмяно-ртутное оруденение.

Проявление II-4-39 приурочено к зоне разлома, среди вулканогенных отложений куратинской свиты, прорванных дайкой долеритов с жилой кальцита, мощностью от 0,1 до 1 м [190]. В лежащем крыле жилы вкрапленность халькопирита и галенита; определены содержания: Zn – 0,3 %; Cu – 0,5 %; Pb – 0,07–5 %. По простиранию зона минерализации прослежена на 220 м.

Проявление *Большетерехтинское* (II-4-40) размещается в зоне разлома на контакте силурийских карбонатно-терригенных пород, прорванных дайками диорит-порфириров, с девонскими терригенными отложениями барагашской свиты [165]. Породы интенсивно брекчированы и лимонитизированы. В известняках отмечены рудные гнезда сфалерита и галенита. Установлены содержания: Zn > 5 %; Pb – 1–5 %; Ag – 0,1–1 %.

Пункт минерализации II-4-47, расположенный в зоне разлома, представлен брекчированными и лимонитизированными породами барагашской свиты с гнездами сфалерита и галенита. Определены содержания (%): Pb – 5, Zn – 5, Cu – 1,5.

В пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны установлены *вторичные потоки рассеяния* цинка разных уровней концентрации, в т. ч. комплексные. Протяженный (7 км) комплексный поток выявлен по р. Кызыл-Шин (I-3-25), с высокими концентрациями Zn – 1 600–5 000 г/т, средними – Pb (100 г/т), низкими – Au (0,03 г/т), Ag (0,09 г/т) и Hg (0,038 г/т). В других потоках рассеяния цинк ассоциирует преимущественно с ртутью и свинцом. В северной части площади отмечаются потоки цинка средней (I-3-43) и низкой (I-3-37, 45; I-4-37; II-3-24) концентрации с интенсивностью: Zn – 175–500 г/т (max – 1 000 г/т), Hg – 0,027–0,09 г/т (max –

0,23 г/т), Pb – 40 г/т, Ag – 0,2 г/т; протяженностью – 3–7,8 км. Один поток рассеяния низкой концентрации (Zn – 200 г/т) выявлен в поле развития ордовикских флишеидных образований по р. Озерная Бирюкса (IV-1-2), протяженностью 4,4 км.

НИКЕЛЬ

Образует *литогеохимические вторичные литохимические потоки*, как моноэлементные, так и комплексные, которые пространственно ассоциируют с телами апогарцбургитовых серпентинитов. Большинство потоков (7) сосредоточено в Кайтанакском ареале распространения серпентинитов (IV-2-5, 7, 8, 10, 11; IV-2-13, 28) и только 2 – в Окольском (III-3-8; IV-3-5). Все потоки имеют низкий уровень концентрации, часто комплексные: Ni – 85–150 г/т (max – 200 г/т), Cr – 115–230 г/т (max – 300 г/т); протяженностью 3,2–7,2 км.

МОЛИБДЕН

Оруденение представлено одним проявлением и двумя пунктами минерализации **вольфрам-молибденовой грейзеновой формации** в пределах Холодно-Гольцовского прогнозируемого рудного узла.

Проявление Холодно-Гольцовское (IV-3-33) открыто в 1937 году М. С. Баклаковым при проведении поисковых работ (маршруты, горные выработки) на редкие металлы [156]. Расположено в эндоконтактовой зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива ранне-среднедевонского катандинского комплекса. В 1950 г. здесь вторично проводились поисковые работы (горные работы, маршруты) на редкие металлы [189]. Рудными телами участка являются протяженные (до 324 м) кварцевые жилы небольшой мощности (до 0,5 м). Основное простирание рудных жил субширотное с крутым падением на юг. Кроме того, горными работами вскрыты две кварцевые жилы северо-восточного простирания, полого падающие на юго-восток. При контактовые части жил окварцованы и грейзенизированы, мощность зон грейзенизации – от миллиметров до первых сантиметров. В них развивается неравномерная мелкая вкрапленность, а также гнезда и агрегаты размером от 0,7 до 5 см, пирита, молибденита, висмутина и шеелита, располагающаяся, как правило, ближе к краевым частям жил. Гнезда обычно образуют пирит и молибденит, причем молибденит иногда выполняет пустоты в виде порошкообразных масс. Средние концентрации полезных компонентов варьируют в пределах: Mo – 0,06–2,1 кг/т; Bi – 0,07–0,54 кг/т; WO₃ – 0,03–0,06 кг/т [156, 189]. Как в 1937 г., так и в 1950 г. поисковые работы не были завершены. При проведении АФГК [167] в районе проявления кварц и измененные гранитоиды переопробованы по отвалам канав, установлены содержания: Mo – до 0,1 %; W – до 0,02 %. При обследовании проявления (ГДП-200) в мусковит-кварцевых жилах субширотного простирания, локализованных в грейзенизированных гранитах, установлена вкрапленность пирита и гнезда висмутина. В кварце с сульфидами определены содержания (г/т): Mo – 60–более 300; W – 8–600; Ag – 0,8–100; Au – 0,3–0,9; Hg – 8–32; Bi – 0,1–1 %. В грейзенизированных гранитах и гранодиоритах с сульфидами концентрации (г/т): W – 500–600; Au – 0,12–0,18; Hg – 75–79. В пробе-протолочке отмечены весовые содержания бисмутита, висмутина, пирита, шеелита; в единичных знаках установлен халькопирит, сфалерит, золото, малахит. Прогнозные ресурсы не оценены.

Пункты минерализации (IV-3-29, 37), открытые в 1937 г. [156] в контактовых частях Холодно-Гольцовского гранитоидного массива, представлены делювиальными развалами и коренными выходами кварцевых жил с молибденитом, шеелитом, висмутином. Не опробованы.

ВОЛЬФРАМ

Оруденение выделено в пределах Холодно-Гольцовского прогнозируемого рудного узла в экзо- и эндоконтактовых частях Холодно-Гольцовского гранитоидного массива ранне-среднедевонского катандинского комплекса. Оно представлено одним проявлением и 3 пунктами минерализации, предположительно **золото-шеелит-кварцевой рудной формации**. Комплексные вольфрам-молибденовые руды (Холодно-Гольцовское проявление) вольфрам-молибденовой грейзеновой формации описаны в разделе «Молибден». Широкое распространение на площади имеют шлиховые ореолы и потоки шеелита.

Проявление IV-3-36 выявлено при проведении ГДП-200 в эндоконтактовой зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Здесь отмечаются кварцевые жилы, секущие гранодиориты, в том числе и обогащенные сульфидами. В кварцевой жиле определены содержания (г/т):

W>1 %; Mo – 300; Au – 0,2; Hg – 2 422; в гранодиоритах (г/т): W – 800; Mo – 6; Au – 0,2; Hg – 16. Прогнозные ресурсы не оценены.

Пункты минерализации (IV-3-31, 32, 35) [156, 167] представлены элювиально-коллювиальными развалами и коренными выходами ороговикованных песчаников и алевролитов с кварцевыми жилами, содержащими рудную минерализацию. Вольфрамовое оруденение приурочено, главным образом к зальбандам жил и представлено крупными зернами шеелита (до 4–5 см), а иногда и сплошными жилками, реже – молибденитом, висмутином, халькопиритом, пиритом, малахитом, лимонитом. Установлены содержания: WO₃ – 1,22–4,35 %, W – 0,3–1 %, Au – 0,01–0,04 г/т.

Шлиховые ореолы (IV-3-8, 12) шеелита [167] с содержаниями – от 1 до 160 знаков, связаны с малыми телами гранитоидов катандинского комплекса; площади ореолов – до 15,3 км². *Шлиховые потоки* (IV-2-16; IV-3-15; IV-4-8) шеелита с содержаниями от 1 до 100 знаков [167], протяженностью – 2,6–7,4 км, так же приурочены к ареалу развития гранитоидов катандинского комплекса.

ОЛОВО

Формирует *вторичные потоки рассеяния* в полях развития девонских осадочно-вулканогенных образований, прорванных субвулканическими коагматами кислого состава. В северной (I-4-28) и южной (II-4-1, 5, 8) частях Ильинско-Урскульской рудоносной зоны выявлены потоки олова низкого уровня концентрации (3–4 г/т), протяженностью – 3,5–6,8 км.

РТУТЬ

Оруденение распространено в северной части площади в пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны и представлено 3 ртутными и сурьмяно-ртутными проявлениями и 4 пунктами минерализации ртути. Известная на площади ртутная минерализация предположительно принадлежит **сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации** и приурочена к зонам тектонических нарушений, секущим карбонатно-терригенные отложения силура и осадочно-вулканогенные образования девона. Прогнозные ресурсы проявлений не оценивались.

Проявление Актюльское (I-3-30) выявлено при поисково-съёмочных работах [211], разведано канавами и шурфами [192]. Рудопроявление сложено терригенными породами силурийской чинетинской свиты, слагающими южное крыло Актюльской горст-антиклинали. В алевролитах и песчаниках установлена крутопадающая кварц-карбонатная жила северо-западного простирания, мощностью 0,25 м и протяженностью 92 м с богатой вкрапленностью киновари. Киноварь в гнездах (от 0,3×0,6 до 1×1,5 м) сосредоточена как в кварц-карбонатной жиле, так и в пористых лимонитизированных песчаниках. Установлены содержания Hg – 0,1–0,5 %, максимальное достигает 2,89 %. Ртутное оруденение в виде рассеянной вкрапленности и гнезд киновари встречается также в зонах дробления пород. В 45 м к северо-западу от рудной жилы на ее предполагаемом продолжении определены содержания Hg – 0,008–0,547 %. Прогнозные ресурсы не подсчитаны. Рудопроявление сопровождается шлиховым ореолом рассеяния киновари площадью 2,5 км² с содержанием до 83 знаков в аллювии и до 1000 знаков в делювии. Дана отрицательная оценка перспектив выявления месторождения ртути.

Проявление Чибитское (II-3-21) выявлено при ревизии шлиховых ореолов киновари по р. Бол. Чибит, установленных в 1950–1951 гг. геологами ЗСГУ [161, 188], обследовано в 1961 г. [210]. В элювиальном щебне из канав установлена киноварь (до 35 знаков) и единичные зерна галенита и сфалерита. Проявление расположено в поле развития нижнедевонских пестроцветных отложений в зоне Чарышско-Терехтинского разлома, представленных терригенными породами и известняками ергольской свиты. Киноварная минерализация приурочена к известковистым песчаникам, которые в виде мелких линз и маломощных прослоев слагают средние части более крупных (до 250×50 м) линз известковистых алевролитов. Мощности линз рудоносных песчаников – 0,1–0,3 м, при протяженности менее 50 м. Содержание ртути 200–300 г/т. Гидротермальные изменения представлены окварцеванием, каолинизацией и карбонатизацией. В районе рудопроявления встречена глыба антимонита (10×10 см). При обследовании рудопроявления (ГДП-200) в измененных породах (кварц-лимонитовых, кварцитах и карбонат-кварцевых брекчиях) установлены содержания (г/т): Hg – 0,2–5,4, Sb – 3–90, Au – 0,02–0,03. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Проявление Чернушинское (II-4-27) выявлено геологами ЗСГУ [209] в зоне сопряжения Чернушенского [190] и Чарышско-Терехтинского глубинного разломов, секущих вулканогенные

породы куратинской свиты. При последующих работах [190] среди вулканогенно-осадочных отложений куратинской свиты в зоне разлома и оперяющих структурах установлена ртутная (киноварь), сурьмяная (антимонит) и полиметаллическая минерализация. Как вмещающие породы, так и субвулканические тела, широко развитые на участке, претерпели интенсивное брекчирование, рассланцевание, окварцевание, сульфидизацию, карбонатизацию, в меньшей мере проявились процессы баритизации, серицитизации, аргиллизации. Мощность зоны измененных пород не менее 50 м. Рудоконтролирующий характер зоны разлома устанавливается благодаря приуроченности к нему вторичных ореолов рассеяния Hg и As. В штучных и бороздовых пробах установлены содержания: Hg – до 0,17 %; Sb – до 13,75 %. Ртутная минерализация прослежена по вторичным ореолам рассеяния более чем на 2 км. Максимальная концентрация ореолов отмечается в узкой полосе шириной 200 м. Шлиховым опробованием во всех канавах, пройденных на участке, установлено повышенное содержание антимонита (от ед. зн. до 7,2 г/т), реже – галенита (от ед. зн. до 330 зн.), киновари (от 1 до 7 зн.) и сванбергита (ед. зн.), браннерита (1 зн.) и золота (6 зн.). При обследовании проявления (ГДП-200) в аргиллизированных песчаниках и карбонат-лимонитовых породах из отвалов канав установлены содержания (г/т): Hg – 0,3; Sb – 245–425; Au – 0,02–0,03.

Пункты минерализации размещаются преимущественно в силурийских карбонатно-терригенных отложениях и также приурочены к зонам разломов или повышенной трещиноватости. Один из пунктов (II-2-6), расположенный в полимиктовых, известковистых алевролитах и песчаниках, представлен зоной минерализации шириной около 300 м с содержанием Hg – 50–1 000 г/т [194]. Другой пункт (II-2-10) представлен гидротермально измененными известняками с рассеянной вкрапленностью киновари и сульфидов. Мощность минерализованной зоны 1–2 м, протяженность – 200 м; содержания Hg – до 400 г/т [173, 194]. В одном из пунктов (II-3-26), локализованном в зоне дробления мраморизованных известняков и алевропелитов в делювии отмечена киноварь в количестве до 150 зерен [189]. Канавами вскрыта зона дробления северо-западного простирания мощностью 10–20 см, прослеженная на 110 м, вдоль которой развита глина трения красно-бурого цвета с карбонатным цементом; концентрация Hg – 0,01–0,1 г/т [173]. Содержание киновари в пробах-протоколках из этой зоны достигает 20–50 зерен на 2–3 кг породы. Один из пунктов (II-2-14) размещается в зоне дробления известняков и туфов андезитов [194], насыщенной кварцевыми прожилками (m – до 15 см) с вкрапленностью киновари, галенита, церуссита и малахита; содержание Hg – 0,01–0,04 %.

На площади листа проявлены два шлиховых ореола и 7 потоков киновари, 12 первичных геохимических ореолов ртути и 17 вторичных потоков рассеяния, в том числе и комплексных.

Шлиховой ореол рассеяния киновари (I-3-24) площадью 2,5 км² установлен в Улютинско-Кастахтинском РУ в силурийских и кембро–ордовикских отложениях, с содержанием до 83 знаков в аллювии и до 1 000 знаков в делювии [211]. Среди сланцев метапелитового подкомплекса выявлен *шлиховой ореол* киновари с содержанием от 1 до 42 знаков (III-4-1), площадью 2,7 км² [167] и *шлиховой поток* (III-3-1) с содержанием киновари – 1–10 зерен [165], протяженностью – 7,7 км. Большинство *шлиховых потоков* киновари размещаются среди силурийских карбонатно-терригенных отложений, начинаясь с тектонических контактов силура и девонских вулканогенных образований. Все эти потоки расположены в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны (II-2-9, 28; II-3-8, 9, 12, 28) [161, 165, 173, 188, 194, 211], характеризуются содержаниями от 1 до 50 зерен, протяженностью – 2–10 км. В одном из потоков (II-3-12) в средней части киноварь ассоциирует с пироморфитом (от 2 до 67 зерен).

Первичные геохимические ореолы ртути отмечаются в различных геологических позициях, как в девонских осадочно-вулканогенных образованиях Коргонского прогиба, так и среди метаморфических образований терехтинского комплекса, реже – в интрузивных массивах катандинского комплекса. Первичные геохимические ореолы ртути выявлены в девонских отложениях ергольской (I-1-15; III-1-3), коргонской (II-1-3; IV-2-22), холзунской (IV-2-27) свит, прорванных субвулканическими образованиями коргонского комплекса, высокой концентрации (0,1–37,9 г/т), площадью 1,6–3,6 км². Часто ореолы комплексные, в основном в ассоциации со средними концентрациями Au (0,02–0,09 г/т). Среди метаморфических образований, прорванных многочисленными дайками диорит-порфиритов катандинского комплекса и риолитов коргонского комплекса, как в самих сланцах, так и в дайках установлены первичные ореолы ртути (II-1-6; II-2-24, 27; IV-2-18) высокой концентрации (0,1–0,5 г/т), часто в ассоциации со средними концентрациями Au (0,03–0,16 г/т) и Sb (0,5–28 г/т), площадью 1,5–3,1 км². В отложениях катунской свиты, прорванных гранитоидами, диорит-порфиритами катандинского комплекса отмечаются первичные ореолы ртути (IV-3-17, 26) высокой концентрации (Hg – 0,1–1,3 г/т), площадью – 1,6–2 км², в ассоциации со средними концентрациями Au (0,03–0,05 г/т). Один ореол, площадью 3,3 км², выявлен в интрузивных образованиях катандинского комплекса (III-2-

8), где установлены высокие концентрации Hg (0,1–0,3 г/т) и средние концентрации Au (0,02–0,09 г/т).

В пределах Ануйско-Чуйской СФЗ среди флишеидных кембро–ордовикских (I-1-2) и карбонатно-терригенных силурийских отложений (I-2-12; II-3-11, 20), разбитых многочисленными тектоническими нарушениями; в районе тектонических контактов силурийских и девонских образований, в т. ч. в районе ртутного проявления (I-2-10; I-3-1), установлены *вторичные потоки рассеяния* Hg низкого (0,027–0,038 г/т) и среднего (0,062–0,106 г/т; max – 0,11 г/т) уровня концентрации, протяженностью – 3–6,8 км. В одном из потоков (I-3-1) Hg в ассоциации с Ag (0,17 г/т). В пределах Улютинско-Кастахтинского прогнозируемого РУ зафиксированы потоки рассеяния Hg (I-2-2, 3; I-3-51, 55) низкой концентрации (0,036–0,068 г/т), протяженностью – 2–14,5 км; иногда (I-2-3) с повышенными концентрациями Ag (0,2 г/т). Значительная часть потоков рассеяния ртути связана с крупными тектоническими нарушениями и фиксируется как среди метаморфических образований терехтинского комплекса (III-2-9, 10; IV-3-7), так и кембрийских вулканогенно-осадочных отложений сугашской свиты (III-4-12; IV-2-30; IV-3-7), реже – в ордовикских флишеидах бирюксинской свиты (IV-1-5) и девонских вулканогенных образований ергольской свиты (I-1-13). Эти потоки рассеяния ртути характеризуются низким уровнем концентрации (0,026–0,029 г/т), протяженностью – 2,6–5 км.

МЫШЬЯК

Проявление оруденения на территории листа ограничено и представлено *пунктом минерализации* предположительно **золоторудной полиметаллической формации** (II-4-7), приуроченным к гидротермально-измененным породам в зоне разлома [190], прослеженной по делювию на 3 м. Здесь в кварц-карбонатной жиле (m – 0,5 м) встречены многочисленные гнезда желто-бурых охр с рассеянной вкрапленностью пирита и арсенопирита. В штучной пробе содержание As – 0,5 %.

Первичные литохимические ореолы As установлены в отложениях силура и девона, приуроченных к зоне Чарышско-Терехтинского разлома (I-1-4; II-2-7, 18) [173]. Они характеризуются высокими концентрациями (от 100–700 до 1 000–5 000 г/т) и охватывают площади – 1,1–1,8 км². *Вторичные потоки рассеяния* As выявлены среди силурийских карбонатно-терригенных отложений, прорванных дайками куратинского и топольнинского комплексов (I-2-16, 17, 18; II-2-2, 5) [173], реже – в поле девонских осадочно-вулканогенных образований (II-3-1). Потоки характеризуются средним уровнем концентрации (20–50 г/т) и протяженностью – 1,1–8,6 км.

СУРЬМА

Описание комплексного сурьмяно-ртутного оруденения приведено в разделе «Ртуть». На площади сурьмяная минерализация представлена пунктом минерализации, шлиховым ореолом антимонита, первичными литохимическими ореолами и вторичными потоками рассеяния.

Пункт минерализации II-4-29 размещается в гидротермально-измененных вулканитах куратинской свиты, в зоне разлома. Установлены содержания Sb – 0,3 %, Pb – 0,5 %. Формация не установленная, предполагается принадлежность к **золоторудной полиметаллической формации**.

Шлиховой ореол антимонита (II-4-53) установлен в зоне Чарышско-Терехтинского разлома, охватывая площадь развития силурийских карбонатно-терригенных и раннеордовикских метаморфических образований. Содержания антимонита – до 27 зерен [190].

Первичный геохимический ореол Sb (III-2-3) приурочен к грейзенизированным гранитам Власьевского массива и окварцованным метаморфическим сланцам терехтинского комплекса, характеризуется высокой концентрацией Sb (0,003 %) и As (0,01 %) на площади 3,0 км² [167]. С гранитоидами Бирюксинского массива связан *вторичный поток рассеяния* (IV-1-9) с высокой концентрацией Sb (20 г/т), при повышенных содержаниях As (50 г/т) и Au (0,02 г/т), протяженностью 3,6 км. В апоперидотитовых серпентинитах установлены *ПГХО* (IV-2-2) с высокими концентрациями: Sb (0,4–6,7 г/т) и Hg (0,2–2,4 г/т) на площади 1,7 км². В районе развития тел серпентинитов зафиксирован и поток рассеяния высокой концентрации Sb (20 г/т) совместно с As (55 г/т), протяженностью 3 км. *Вторичные геохимические потоки* Sb (II-3-31, 33; III-1-10) отмечаются среди метаморфических образований, прорванных малыми телами и дайками катандинского комплекса, и вблизи тектонических нарушений. Потоки высокой концентрации Sb (20–30 г/т) и средней концентрации As (40–80 г/т), протяженностью 3–9 км.

ВИСМУТ

Оруденение представлено двумя *пунктами минерализации*, для которых из-за недостаточной изученности **рудная формация не установлена**. Один из пунктов приурочен к зоне контакта габбро и мусковитовых гранитов Тюдетского массива (III-2-7) [167], где в кварцевой жиле с сульфидами определены содержания (г/т): Bi – 1 000, Mo – 50, Ag – 0,3. Второй пункт размещается в экзоконтактовой ороговикованной зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива катандинского комплекса, разбитой многочисленными кварцевыми жилами (IV-3-30) [156]. В одной из крутопадающих жил северо-западного простирания ($m = 0,19$ м, $l = 39$ м) установлена густая вкрапленность висмутитов в ассоциации с пиритом и молибденитом, определено содержание Bi – 0,12 %.

Шлиховой ореол (III-4-3) бисмутита (до 55 знаков), в ассоциации с базобисмутитом (до 7 знаков) выявлен среди метаморфических сланцев, прорванных малыми интрузиями катандинского комплекса [167]. В этом же районе в гидротермально измененных породах в экзо- и эндоконтакте гранитоидных штоков катандинского комплекса на площади 6,2 км² установлены средние концентрации Bi – 3 г/т (ПГХО III-4-2) [167]. В районе гранитоидного массива катандинского комплекса установлен *вторичный поток рассеяния* Bi (IV-4-10) низкого уровня концентрации (1,5 г/т), протяженностью 6,1 км.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

Образует единичный *вторичный литохимический поток* (I-4-20) в пределах Шибеликского прогнозируемого редкометалльно-редкоземельного рудного узла, низкой интенсивности (4,5 г/т), протяженностью 3,2 км.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, ЦИРКОНИЙ

Комплексное редкометалльно-редкоземельное оруденение на площади представлено в Ильинско-Урскульской рудоносной зоне 5 проявлениями (TR) и 5 пунктами минерализации (TR). Рудная минерализация принадлежит к **редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации**. Рудообразующими (рудогенерирующей и рудовмещающей) служат щелочногранитовая (шибеликский комплекс) и трахибазальт-трахириолитовая (куладинский комплекс) формации. Предполагаемый геолого-промышленный тип оруденения – цирконий-ниобий-иттриево-земельных щелочных гранитов. Оруденение выявляется по литогеохимическому опробованию, минералы-носители РЗЭ (бастнезит, паризит, синхизит, монацит, ортит, ксенотим) установлены при минералогическом изучении проб-протолок на смежном листе М-45-VIII [198]. Содержания РЗЭ и Zr определены ICP-MS, Au – атомно-абсорбционным анализом. Прогнозные ресурсы проявлений не оценены.

Проявление I-4-9 размещается в малой интрузии рибекитовых гранитов шибеликского комплекса площадью 0,03 км². Установлены концентрации (г/т): $\Sigma TR = 607$; Zr – 1 260; Nb – 87,2; Au – 0,2.

Проявление I-4-18 так же приурочено к телу рибекитовых гранитов шибеликского комплекса, прорывающих отложения позднедевонской куладинской свиты. Определены аномальные концентрации РЗЭ (г/т): $\Sigma TR = 670$ и редких металлов (г/т): Zr – 1 450; Nb – 109.

Проявление I-4-21 локализовано в штоке рибекитовых гранитов шибеликского комплекса площадью 0,6 км². Установлены содержания (г/т): $\Sigma TR = 598$; Zr – 1 260; Nb – 92,1; Au – 0,3.

Проявление I-4-1 локализовано в субвулканическом теле кварцевых диоритов куладинского комплекса с аномальными концентрациями РЗЭ, редких металлов и золота (г/т): $\Sigma TR = 560$; Zr – 993; Nb – 94,8; Au – 0,3.

Проявление I-4-11 приурочено к биотитизированным, окварцованным, пиритизированным трахириодацитам куладинского комплекса. Определены содержания (г/т): $\Sigma TR = 937$; Zr – 1 580; Nb – 129; Au – 0,4.

Пункты минерализации приурочены к биотитизированным трахириолитам (I-3-60), гранодиоритам (I-4-16), риолитам (I-3-7; I-4-26), граносиенит-порфирам (II-4-24) куладинского комплекса с аномальными содержаниями РЗЭ и редких металлов (г/т): $\Sigma TR = 437-573$; Zr – 448-903; Nb – 89-102.

Шлиховые ореолы монацита в ассоциации с малаконом и ксенотимом выявлены среди метаморфических сланцев терехтинского комплекса, прорванных малыми интрузиями гранитов и

дайками гранит-порфиров катандинского комплекса (III-2-1; III-3-2) [167]. Содержание в шлихах – единичные знаки, площадь – 2,7–12 км². В ареалах развития гранитоидных интрузий катандинского комплекса фиксируются и *шлиховые потоки* монацита (II-2-23, 25; III-2-5; IV-1-13) с содержаниями от 1 до 50 зерен [165, 167], протяженностью 4,7–7,7 км.

Вторичные литохимические потоки в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны среди девонских осадочно-вулканогенных образований, прорванных субвулканическими телами куратинского и куладинского комплексов и интрузиями щелочногранитового шибеликского комплекса. Потоки рассеяния РЗЭ (I-3-3, 28; I-3-36; II-4-9) характеризуются низким и средним уровнями концентрации: Y – 30–80 г/т; Yb – 3,3–7,5 г/т, иногда в комплексе с Zr (200 г/т); протяженностью 2–4,8 км. Один поток (I-2-15) низкой концентрации (Y – 35 г/т, Yb – 2,8 г/т), протяженностью 10 км, отмечается среди силурийских отложений, интродуцированных дайками и малыми телами девонских комплексов. В Абайском грабене среди девонских вулканогенных образований выявлены потоки рассеяния (II-1-5; III-1-1, 4) низкого уровня концентрации: Y – 30–35 г/т, Yb – 3 г/т, протяженностью 2,8–3,9 км. Один поток рассеяния (IV-1-11) низкой интенсивности (Y – 35 г/т, Yb – 3,5 г/т), протяженностью 2,6 км, установлен в Бирюксинском прогибе. Ряд потоков рассеяния иттрия зафиксированы в пределах Холодно-Гольцовского прогнозируемого рудного узла (III-4-10, 11; IV-3-13), связаны с гранитоидами катандинского комплекса, низкой концентрации: Y – 30–40 г/т, Yb – до 2,8 г/т; протяженностью 2,3–9,4 км. Один из потоков иттрия (II-2-21) низкой концентрации (35 г/т), протяженностью 2,2 км, выявлен среди метаморфических образований, прорванных малыми телами и дайками гранитоидов катандинского комплекса.

Вторичные потоки рассеяния Zr (I-4-2, 4, 35) выявлены только в пределах Шибеликского редкометалльно-редкоземельного прогнозируемого рудного узла. Они характеризуются низкой интенсивностью (130–150 г/т), протяженностью – 2,7–15,7 км; иногда совмещены с повышенными концентрациями Be (3,5 г/т).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Оруденение представлено 16 проявлениями и 99 пунктами минерализации, принадлежащими нескольким рудным формациям: золоторудной полиметаллической, золото-кварцевой мало-сульфидной, золоторудной скарновой, золото-порфировой. Кроме того, на площади установлено три россыпепроявления. Большинство проявлений и пунктов минерализации выявлены при ГДП-200.

Оруденение **золоторудной полиметаллической формации** представлено 4 проявлениями и 34 пунктами минерализации золота. Характеристика комплексных золото-полиметаллических проявлений приведена в разделе «Свинец». Практически все объекты формации размещаются в пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны, основная часть сосредоточена в Улютинско-Кастахтинском золото-полиметаллическом прогнозируемом рудном узле и приурочены к гидротермально-измененным вулканогенным образованиям куратинского комплекса. Прогнозные ресурсы проявлений не оценены.

Пункт минерализации I-3-9 размещается в окварцованных, биотитизированных риолитах куратинского комплекса с редкой мелкой гнездообразной вкрапленностью сульфидов, прослеженных в северо-западном направлении на 100 м. В них установлено содержание Au – 0,3 г/т. К проявлению приурочен ПГХО Au и Hg (I-3-8).

Проявление Pb I-3-31 вскрыто канавами. В отвалах при ревизии проявления (ГДП-200) в слюдисто-полевошпат-кварцевых и кварц-калишпатовых метасоматитах, с вкрапленностью сульфидов и темно-серыми овоидами (до 2–3 см) пирит-сфалерит-галенитового состава, определены содержания (г/т): Au – 0,15–0,2; Pb – до 8 000; Zn – до 1 000. Расположено в пределах ПГХО Au и Hg (I-3-29).

Проявления I-3-39, 42 и пункт минерализации II-4-26 приурочены к субвулканическим телам риодацитов и гранит-порфиров куратинского комплекса. Породы окварцованы и калишпатизированы; окварцевание прожилковое и по всей массе породы. Установлены содержания (г/т): Au – 0,19–0,6, Pb – до 300, As – до 600. В пробе-протопочке весовые содержания лимонита, ярозита; отмечаются пирит, халькопирит, халькозин, галенит, малахит. Одно из проявлений расположено в пределах *первичного ореола* Au и Hg (I-3-38).

Пункт минерализации I-3-58 приурочен к окварцованным риолитам куратинского комплекса с мелкой вкрапленностью и прожилками сульфидов: пирита, пирротина, реже – галенита. Фрагментарно наблюдается гнездовая вкрапленность флюорита. Зона с рудной минерализацией

прослеживается по ярко-рыжей окраске лимонитизированных пород в субмеридиональном направлении на 200 м. Содержания Au – 0,19–0,2 г/т.

Проявление II-3-25 установлено в районе Верхнеарчандинского золото-полиметаллического проявления. Здесь пройден литохимический профиль (200 м) по окварцованным лимонитизированным риолитам в юго-западном направлении (40 проб). Во всех пробах установлены высокие содержания Au – 0,11–0,3 г/т; в отдельных пробах (г/т): Pb – 25–300, As – 30–120. Проявление расположено в пределах ПГХО золота и ртути (II-3-13).

Проявление II-4-28 представлено кварцевой жилой с сульфидной минерализацией в отложениях куратинской свиты, с содержаниями: Au – 1,5 г/т, As – 0,3 % [190].

Пункты минерализации золоторудной полиметаллической формации размещаются преимущественно в кислых вулканогенных образованиях куратинского комплекса, в т. ч. субвулканических телах и дайках (I-2-4, 11; I-3-15, 16, 17, 40, 52, 59, 62; I-4-14; II-3-5; II-4-4, 6, 16, 17, 21, 22, 44). Гидротермальные и метасоматические изменения представлены интенсивным окварцеванием, в меньшей степени серицитизацией и карбонатизацией, еще реже – хлоритизацией и аргиллизацией. Часто окварцевание фрагментарное, в некоторых пунктах наблюдаются хлорит-карбонат-кварцевые и кварц-флюоритовые прожилки. Рудная минерализация в виде мелкой вкрапленности и прожилков сульфидов (пирит, пирротин, реже – галенит). В одном из пунктов зона с сульфидной минерализацией субмеридионального простирания, отличающаяся интенсивной лимонитизацией, прослеживается на 200 м (I-3-58). В этих пунктах минерализации установлены содержания (г/т): Au – 0,1–0,3 и до 0,5 (II-4-6), Pb – до 300, Zn – до 200, As – до 300.

Большая часть *пунктов минерализации* располагается в пределах первичных геохимических ореолов Au и Hg. Они приурочены к Каирлык-Семинской зоне разломов, локализуясь в зонах рассланцевания мощностью до 100 м (I-3-19, 20) и окварцевания, последняя прослежена на 500 м (I-3-27) в субмеридиональном направлении. В некоторых пунктах встречены кварц-карбонатные жилы субмеридионального простирания; слюдисто-калишпат-кварцевые (I-3-57) и серицит-кварцевые метасоматиты (II-3-14). Рудная минерализация представлена гнездообразной вкрапленностью, реже – тонкими прожилками сульфидов. Установлены содержания (г/т): Au – 0,06–0,3; Zn – до 400; Pb – до 400; Ag – 0,15–3; Sb – до 44; Hg – до 1,4; As – 60–1 200; Bi – 6–15.

Отдельные *пункты минерализации* (I-3-56, 66; II-4-18, 35) отмечаются среди окварцованных и лимонитизированных алевролитов, алевропесчаников куратинской свиты. В них установлены содержания: Au – от 0,3 до 0,5 г/т [190]. Ряд пунктов минерализации (I-2-7, 8; II-4-56, 58) выявлен среди силурийских отложений и приурочен к дайкам окварцованных, серицитизированных, лимонитизированных риолитов и гранит-порфиров куратинского комплекса с вкрапленностью пирита. Определены содержания Au – от 0,19 до 0,5 г/т [190].

Золото-кварцевая малосульфидная формация в виде 3 проявлений и 28 пунктов минерализации представлена как в пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны и Холодно-Гольцовского прогнозируемого молибден-вольфрамового рудного узла, так и вне рудных узлов. Прогнозные ресурсы проявлений не оценены.

Пункт минерализации I-3-63 размещается среди отложений туэктинской свиты в окварцованных, серицитизированных и карбонатизированных алевролитах и аргиллитах с вкрапленностью сульфидов. Зона гидротермально-измененных пород прослеживается на 500 м, в шести пробах установлены содержания Au – 0,13–0,2 г/т.

Проявление II-2-19 установлено на контакте силурийских и девонских отложений в субвулканическом теле (m – около 100 м) риолитов коргонского комплекса, широтного простирания [173]. Вблизи тектонического контакта в риолитах отмечается зона окварцевания и карбонатизации с примазками малахита, мощность зоны – 0,4 м. Определены содержания (г/т): Au – 1, Cu – 1 000, Pb – 200, Hg – 30, Sb – 200.

Проявление II-4-60 приурочено к контакту дайки гранит-порфиров с кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами терехтинского комплекса [190]. Здесь наблюдаются кварц-полевошпатовые прожилки с вкрапленностью халькопирита и пирита. Установлены концентрации: Au – 1 г/т, Cu – 0,3 %, Pb – 0,02 %.

Проявление IV-4-7 открыто в 1936 г. А. С. Егоровым [167]. Представляет собой крутопадающую кварцевую жилу мощностью 5 м, прослеженную на 40 м. Жильный кварц с лимонитовыми охрами, насыщен пиритом и катаклазирован, содержание Au – 0,8 г/т.

В пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны установлены *пункты минерализации* среди отложений туэктинской свиты (I-3-12, 63; II-4-2) [190]. Гидротермальные изменения проявлены в окварцевании, карбонатизации, серицитизации, реже – хлоритизации; породы обогащены пиритом и лимонитизированы. В одном из пунктов отмечаются линзы кварц-полевошпа-

тового состава (1,5×3 м) с вкрапленностью арсенопирита (II-4-2). Определены содержания (г/т): Au – 0,13–0,2; Hg – 0,4–2,1; Sb – 1,5–7,6; As – до 3 %. Пункт минерализации II-4-2 приурочен к тектонической зоне сопряжения вулканитов с известковистыми алевропелитами туэктинской свиты. Вмещающие породы интенсивно раздроблены, окварцованы и сульфидизированы. Мощность зоны измененных пород достигает 2 м, по простиранию она прослежена на 16 м, далее перекрыта крупноглыбовым делювием. Среди измененных пород встречаются отдельные линзы кварц-полевошпатового состава с вкрапленностью арсенопирита. Размер линз достигает 1,5×3 м; распределение арсенопирита в линзах неравномерное, образует редкие, мелкие (до 15×25 см) шлиры среди кварц-полевошпатовой массы. Содержания в обогащенных шлирах: Au – до 0,2 г/т; As – до 3 %.

Вне рудоносной зоны в Салаиро-Алтайской минерагенической области среди силурийских отложений *пункты минерализации* размещаются в дайках плагиориолитов (I-1-12) и риолитов (II-3-17) куратинского комплекса; в дайке (II-3-15) и малом теле (II-3-10) кварцевых диоритов топольнинского комплекса; в песчаниках с многочисленными прожилками серицита, обогащенного пиритом (I-1-8) [173]. Рудовмещающие породы пунктов минерализации интенсивно окварцованы, установлены содержания Au – 0,1–0,16 г/т. В одном из пунктов встречены метасоматические кварциты с концентрацией Au – 0,5 г/т (II-3-10); в пункте II-3-15 определены высокие содержания элементов-спутников (г/т): Au – 0,3, As – 7 000, Ag – 1.

В зоне Чарышско-Терехтинского разлома в Кырлыкском грабене *пункты минерализации* локализованы в окварцованных андезитах ергольской свиты (I-1-3, 16) [173]. Окварцевание выражается развитием разноориентированных маломощных прожилков кварца. Как в кварце, так и во вмещающих породах наблюдается редкая гнездообразная вкрапленность сульфидов меди, малахитом; установлены содержания (г/т): Au – 0,07–2, Cu – 2 500. Один пункт выявлен в девонских отложениях Абайской группы грабенов (III-1-7); в окварцованных, карбонатизированных песчаниках с гнездами и прожилками кальцита установлено содержание Au – 0,11 г/т.

В Коргоно-Терехтинской минерагенической зоне *пункты минерализации* отмечаются среди метаморфических образований терехтинского комплекса, прорванных, интрузиями и многочисленными дайками катандинского и коргонского комплексов. Пункты минерализации приурочены к дайкам диорит-порфиров (II-2-26), гранит-порфиров (III-2-6), экзоконтакту гранитного массива (III-4-7), эпидотизированным и окварцованным метапесчаникам и метаморфическим сланцам (III-4-8; IV-2-19, 20; IV-3-9), реже – магнетитсодержащим кварцитам (IV-4-3). Рудная минерализация представлена гнездообразной вкрапленности (0,1–3 мм) пирита, реже – халькопирита, галенита. Один из пунктов представляет собой кварцевую жилу (Аз. прост. 140°, ∠90°, l – 10 м, m – 1 м) с интенсивной сульфидной минерализацией (IV-2-15) [167]. Определены содержания (г/т): Au – до 0,3; Pb – до 120; Zn – до 700; Ag – до 100; Cu – до 1 %.

В пределах Холодно-Гольцовского прогнозируемого рудного узла установлены *пункты минерализации* в окварцованных микрогранитах (IV-3-24), гранитах (IV-4-6), габбродиорит-порфиритах катандинского комплекса. Основная часть пунктов минерализации РУ сосредоточена в окварцованных терригенных и вулканогенно-терригенных образованиях горноалтайской серии (IV-3-20, 34) и сугашской свиты (IV-4-2, 4), прорванных интрузиями и дайками катандинского комплекса. Здесь отмечаются зоны окварцевания (m – 1,5–30 м) с многочисленными субширотными кварцевыми, реже – эпидот-кварцевыми, жилами и прожилками; отмечаются зоны карбонатизации с тонкими карбонатными прожилками. Рудная минерализация в виде гнездообразных включений (до 3×5 мм) и вкрапленности пирита, как в жилах, так и в породе. Определены содержания (г/т): Au – 0,06–0,2; Sb – до 13,6; Hg – до 12; Ag – 2,5; Bi – до 20. Один пункт (IV-4-1) установлен в экзоконтакте гранитоидной интрузии в жиле субмеридионального простирания (m – 7 м) эпидотизированных аплитов с гнездообразной и вкрапленной (1–3 мм) сульфидной минерализацией; содержание Au – 0,17 г/т.

Оруденение **золоторудной скарновой формации** представлено двумя проявлениями и двумя пунктами минерализации в южной части площади вне перспективных минерагенических объектов. Оруденение непосредственно связано с выходами гранитоидов катандинского комплекса и контактовыми ореолами скарнирования карбонатсодержащих метаморфических образований раннего ордовика. Скарны представлены гранат-эпидотовыми разностями, обогащенными магнетитом. Масштабы скарнового оруденения незначительны.

Проявление III-3-9 расположено в юго-восточном экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Скарнированные кварц-кальцит-серицит-хлорит-альбитовые метаморфические сланцы с линзами магнетита прослежены на 20 м. На литогеохимическом профиле по скарнированным породам установлены высокие концентрации золота Au – 0,5–0,6 г/т.

Проявление III-3-10 установлено так же в юго-восточном экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Здесь выявлены скарнированные кальцит-хлорит-мусковит-плагиоклаз-кварце-

вые и альбит-кальцит-серицит-хлорит-кварцевые сланцы с магнетитом. Определены содержания (г/т): Au – 0,3–0,6; Sb – до 13; Bi – до 15. В пробе-протолочке установлены весовые содержания магнетита, отмечены бисмутит, висмутин, пирит.

Пункты минерализации III-3-6 и III-3-7 также сосредоточены в экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Приурочены к интенсивно гранитизированным и слабоскарнированным полосчатым сланцам. Установлены содержания Au – 0,07–0,2 г/т. Прогнозные ресурсы не оценены.

Оруденение, отнесенное к **золото-порфировой формации**, парагенетически и, вероятно, генетически связано с кислыми магматическими образованиями позднедевонского куладинского и позднекаменноугольно–раннепермского шибеликского комплексов, развитыми в пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны, и сосредоточено в основном в Шибеликском прогнозируемом рудном узле. Формация представлена 7 проявлениями, 35 пунктами минерализации, первичными геохимическими ореолами и потоками рассеяния золота. Все проявления и пункты минерализации выявлены при ГДП-200. Принадлежность золото-порфировой формации определяется по связи с интрузивными и субвулканическими образованиями щелочногранитовой и трахибазальт-трахириолитовой формаций, проявлением метасоматических изменений (калишпатизация, биотитизация, серицитизация), геохимической ассоциацией элементов-спутников (Nb, Sn, Be, Zr). Прогнозные ресурсы проявлений не оценены.

Проявление I-4-8 размещается в интрузии рибекитовых гранитов шибеликского комплекса площадью 0,03 км². Породы насыщены вкрапленностью пирита, установлены высокие концентрации Au – 0,2 г/т. В ходе литогеохимических работ по первичным ореолам (80 м) проведено пунктирно-бороздовое опробование рибекитовых гранитов и вмещающих пород. Во всех пробах из рибекитовых гранитов установлены высокие концентрации Au – 0,2–0,3 г/т, средние и высокие концентрации Nb – 120–250 г/т.

Проявление I-4-19 приурочено к телу рибекитовых гранитов шибеликского комплекса, площадью 0,05 км², прорывающему субвулканические риолиты куладинского комплекса. Как в рибекитовых гранитах, так и в экзоконтактовой части интрузивного тела, представленной осветленными окварцованными риолитами, с густой вкрапленностью пирита, установлены содержания (г/т): Au – 0,3–0,4; Nb – до 80.

Проявление I-4-22 расположено в малой интрузии (0,6 км²) рибекитовых гранит-порфиров шибеликского комплекса. В породах определены высокие концентрации Au (0,3 г/т) и средние концентрации Nb (80 г/т).

Проявление I-3-41 приурочено к сферолитовым риолитам куладинского комплекса. Породы неравномерно серицитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы, биотитизированы. В них установлены концентрации Au – 0,4–0,7 г/т. В протолочке отмечены весовые содержания лимонита, знаки пирита, халькопирита, халькозина, малахита, флюорита, висмутина, бисмутита; золото – 8 знаков.

Пункт минерализации I-3-50 локализован в субвулканическом теле окварцованных риолитов куладинского комплекса, содержащих гнездовую вкрапленность флюорита и сульфидов. Тело прослежено по коренным выходам на 100 м. Определены содержания (г/т): Au – 0,14–0,18, Nb – 80–120.

В районе отмеченных проявлений выявлены *первичные ореолы* золота и ртути (I-3-38, 46).

Проявление I-4-10 установлено при литогеохимических работах по первичным ореолам в районе ранее выделенной точки с содержанием Au – 0,4 г/т. Здесь наблюдается зона окварцевания, биотитизации и сульфидизации субмеридионального простирания (l – 150 м, m – 59–68 м) в кислых разностях куладинского комплекса. Во всех пробах из этих пород установлены высокие концентрации Au (0,1–0,5 г/т), средние и высокие концентрации Nb (80–300 г/т).

Проявление I-4-29 размещается в субвулканическом теле гранит-порфиров площадью 0,1 км² среди отложений куладинской свиты. В пробах установлены содержания (г/т): Au – 0,3–0,4; Sn – 10–12; Nb – 50–100.

Проявление II-4-14 представляет собой зону окварцевания, пиритизации и лимонитизации субмеридионального простирания, мощностью 70–80 м, в риолитах куладинского комплекса. Здесь же в делювиальных обломках встречены полевошпат-кварц-серицитовые метасоматиты. Определены содержания (г/т): Au – до 0,4, Mo – до 12.

Пункты минерализации в основном связаны с субвулканическими и дайковыми образованиями куладинского комплекса. Породы интенсивно биотитизированы, калишпатизированы, реже – серицитизированы или карбонатизированы. Большая часть пунктов локализована в субвулканических окварцованных риолитах (I-3-32, 34; I-4-5, 13, 15, 30, 31; II-4-19); отдельные пункты размещаются в телах трахириолитов (I-3-61), трахириодацитов (I-4-3), риодацитов (I-4-24), в дациандезитах (I-3-65), карбонатизированных риолитах (I-4-7); в серицит-кварцевых ме-

тасоматитах (I-3-4, 21). Рудная минерализация представлена гнездообразной вкрапленностью и прожилками сульфидов. В одном из пунктов (I-3-21) в пробе-протолочке установлены весовые содержания пирита, единичные знаки тетрадемита и золота. Один пункт минерализации (I-3-32), с содержаниями (г/т): Au – 0,1–0,5; Nb – 60–80, расположен в пределах *первичного ореола* Au, Hg (I-3-29). Ряд пунктов приурочен к более раскристаллизованным разностям, так же биотитизированным, калишпатизированным, серицитизированным: гранодиоритам (I-4-17), микрогранитам (I-4-23), граносиенит-порфирам (II-4-23), умереннощелочным гранит-порфирам (II-4-49). В них определены содержания (г/т): Au – 0,12–0,2; Nb – 100–120; Zr – 903. Два пункта расположены в биотит-кварц-серицит-полевошпатовых метасоматитах по туфам кислого состава (I-3-6; I-4-6). Здесь установлены высокие концентрации золота и редких металлов. Содержания (г/т): Au – 0,13–0,3; Nb – 200; Be – 10. Несколько пунктов минерализации размещаются в лимонитизированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях куладинской свиты: в туфопесчаниках (I-3-18), роговиках (I-3-13; I-4-25), песчаниках (I-4-12) с вкрапленностью пирита. Установлены содержания (г/т): Au – 0,11–0,2, Nb – 80–100. Два пункта минерализации (IV-2-25, 26) приурочены к окварцованным риолитам коргонского комплекса. В породах густая (до 20 %) вкрапленность лимонитизированного пирита; установлено содержание Au – 0,16–0,19 г/т.

Редкие *пункты минерализации* приурочены к гранитоидам других девонских магматических комплексов. Так, три пункта расположены в умереннощелочных гранитах (I-4-36), лейкогранитах (II-4-11) и кварцевых сиенитах (I-4-32) топольнинского комплекса; содержания Au – 0,14–0,4 г/т. Ряд пунктов связан с гранитоидами катандинского комплекса и размещаются: в кварцевых диоритах (IV-1-7, 8), диорит-порфиритах (IV-2-23) и в окварцованных гранитах (IV-3-10). Породы содержат рассеянную вкрапленностью лимонитизированного пирита, содержания Au – 0,12–0,4 г/т.

На площади представлена **формация золотоносных россыпей** тремя россыпепроявлениями аллювиального долинного и террасового типов.

Россыпепроявление IV-2-1 представляет собой аллювиальную долинную россыпь р. Катунь в районе с. Кайтанак. Разрабатывалась россыпь длиной 3 км [180]. *Россыпепроявление* IV-2-29 аллювиального типа и расположено на террасе р. Катунь против устья руч. Тикелю. Старательской артелью пройдено 3 шурфа; содержание золота – до 0,36 г/м³. Прогнозные ресурсы категории Р₃ составляют 292 кг [167]. *Россыпепроявление* IV-4-9 представляет собой аллювиальную долинную россыпь по р. Проездная Мульта. Разведывалась и разрабатывалась в 1935 г. на протяжении 2 км. Согласно архивных данных содержание золота доходило до 0,39 г/м³ [167].

Шлиховые потоки золота (I-1-14, 17) выявлены в Кырлыкском грабене Коргонского прогиба [173], протяженностью 2,2–2,3 км; содержание золота – 1 знак. В Абайской группе грабенов так же установлены шлиховые потоки золота (III-1-5, 9; IV-1-1) [165] с содержанием – до 10 знаков, протяженностью – 3–4 км. Среди поля развития силурийских отложений, прорванных дайками куратинского и топольнинского комплексов, зафиксирован шлиховой поток по р. Бол. Чибит (II-3-7) [173, 188, 211] с содержанием золота – 1 знак, протяженностью – 6 км. В нижней и средней своей части с галенитом (до 12 зерен на 0,02 м³ объема пород). Два шлиховых потока золота установлены среди метаморфических образований, прорванных гранитоидами и диорит-порфиритами катандинского комплекса (II-4-59; III-1-11) [190, 165] с содержанием – 1–10 знаков, протяженностью – 2,2 и 2,6 км. Один шлиховой поток (IV-1-3) выявлен среди кембрийско-ордовикских образований, прорванных дайками катандинского и коргонского комплексов, с содержанием золота – до 10 знаков, протяженностью – 5,8 км [165]. Два шлиховых потока (IV-1-10, 12) зафиксированы в районе расположения Бирюксинского гранитного массива; содержание золота – до 10 знаков, протяженность – 3,8 и 4,8 км [165].

В пределах Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны установлены *первичные ореолы* Au в вулканогенных образованиях куратинской (I-3-8, 11, 26, 29, 38, 53; II-3-13; II-4-20), реже – онгудайской (I-3-11) и куладинской (I-3-29) свит, представленных окварцованными риолитами, измененными туфами и серицит-кварцевыми, кварц-калишпатовыми метасоматитами. В них установлены высокие концентрации Au – 0,05–0,7 г/т, Hg – 0,1–9,2 г/т на площадях – 0,9–3,3 км². В одном литохимическом ореоле (I-3-11) концентрации Au (0,02–0,16 г/т) и Ag (0,1–0,25 г/т) низкого уровня; в отдельных пробах отмечены аномальные содержания As – 30–300 г/т, Ag – 0,1–3 г/т, Pb – 40–1 000 г/т. Один из ореолов (I-3-46) высокой концентрации золота (0,06–0,18 г/т) и Hg (0,4–62,3 г/т), площадью 1,6 км², выявлен в риолитах куладинского комплекса, прорывающих туэктинскую свиту. Один ореол (III-2-5) расположен в интенсивно измененных метаморфических сланцах терехтинского комплекса и приурочен к экзоконтакту гранитной интрузии катандинского комплекса. Здесь установлены высокие концентрации Au (0,06–0,15 г/т) и Hg (0,1–1,9 г/т) на площади 1,3 км². В экзо- и эндоконтакте Холдно-Гольцовского гранитоидного массива катандинского комплекса выявлен первичный оре-

ол (IV-3-23) в гидротермально измененных породах, с высокими концентрациями Au (0,04–0,9 г/т) и Hg (до 2 422 г/т) и средними Ag (до 100 г/т) на площади 3,3 км².

Вторичные геохимические потоки золота сосредоточены в основном в северной части площади, в т. ч. в поле силурийских карбонатно-терригенных отложений, прорванных дайками куратинского и топольнинского комплексов (I-1-1, 5, 7, 9, 11; I-2-6, 9; II-2-8; II-3-2). Они характеризуются повышенными концентрациями Au – 0,024–0,064 г/т, протяженностью 2,8–19 км. Отмечаются потоки с аномальными концентрациями Ag – 0,09–0,14 г/т и Hg – 0,039 г/т. Два потока (I-2-5, 14) начинаются в девонских образованиях, имеющих тектонические контакты с силурийскими отложениями, протяженностью 3–4,7 км. В них установлены повышенные концентрации: Au – 0,027–0,029 г/т, Hg – 0,041–0,046 г/т. Значительная часть потоков рассеяния золота размещается в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны среди девонских осадочно-вулканогенных образований (I-3-47; II-3-3, 6; I-4-27, 38; II-4-10, 13, 15), реже – среди силурийских осадочных отложений (II-4-42, 43). Они характеризуются низким уровнем концентрации Au (0,02–0,043 г/т) и Hg (0,025–0,04 г/т), протяженностью – 2,4–5,7 км. В ледниковых отложениях по р. Маргала установлен поток рассеяния (I-3-64) интенсивностью Au – 0,026 г/т, протяженностью – 8,8 км.

Большое количество разрозненных *вторичных потоков рассеяния* золота отмечается среди метаморфических образований (II-2-29; III-1-6; III-4-5; IV-2-17, 24) и флишоидных отложений кембрия–ордовика (IV-1-6; IV-2-31), связанных, по-видимому, с гидротермальными процессами, обусловленными магматической деятельностью при формировании катандинского комплекса. Они характеризуются повышенными концентрациями Au (0,022–0,057 г/т) и протяженностью 2–5 км. Один из потоков рассеяния (II-4-46) интенсивностью Au – 0,036 г/т начинается в зоне Чарышско-Терехтинского разлома в силурийских отложениях, прослеживаясь на 5,7 км. Поток II-1-1 с концентрацией Au – 0,03 г/т, протяженностью 6 км, также начинается в зоне глубинного разлома в девонских образованиях. В пределах Холодно-Гольцовского прогнозируемого рудного узла установлены потоки рассеяния Au (IV-3-18, 21, 22, 25) низкой интенсивности (0,022–0,026 г/т), протяженностью 3,7–4,0 км.

СЕРЕБРО

Оруденение на рассматриваемой площади представлено преимущественно в комплексных золото-полиметаллических объектах. Наличие серебряного оруденения на площади подтверждается выявленными многочисленными вторичными геохимическими потоками. *Вторичные литохимические потоки* Ag фиксируются преимущественно в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны среди девонских (I-3-22, 54; I-4-33, 34) и силурийских отложений (II-4-54). Они имеют низкий уровень концентрации Ag – 0,16–0,2 г/т и протяженность – 2–6 км. В одном из потоков (I-3-54) отмечена высокая концентрация Au (0,122 г/т). Поток I-3-22 отличается высокой концентрацией Ag (0,5 г/т), при низкой концентрации Pb (45 г/т) и Zn (200 г/т); протяженностью – 2 км. Один поток рассеяния Ag (IV-1-4) низкой интенсивности (0,1 г/т), протяженностью 2,9 км, установлен в Бирюксинском девонском прогибе. Несколько потоков рассеяния Ag (III-3-3, 4; IV-3-4) низкой концентрации (0,1–0,15 г/т), протяженностью – 3,3–8 км, выявлены среди метаморфических образований, прорванных телами и дайками катандинского и коргонского комплексов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Оруденение представлено только шлиховым потоком малакона и двумя вторичными ореолами рассеяния урана.

Среди метаморфических образований, интродуцированных дайками и малыми телами кислого состава, по р. Тюгурюк выявлен *шлиховой поток* с ед. зн. малакона (III-2-2), протяженностью 2 км [167].

Кроме того, при маршрутной металлометрической съемке [210] на площади развития метаморфических сланцев раннего ордовика установлен *вторичный ореол рассеяния* (II-3-35) урана (до 0,0075 %). В дальнейшем проведена проверка металлометрической съемкой масштаба 1 : 25 000 на участке около 2 км² [211]. В результате выявлен вторичный ореол рассеяния с содержанием U – 0,00075–0,002 % на площади около 1 км². Один *вторичный ореол рассеяния* урана, площадью 5 км², выявлен при маршрутной металлометрической съемке на площади раз-

вития эффузивно-осадочных образований девона (II-3-22) [210]. Содержания урана варьируют в пределах 0,003–0,005 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неметаллические полезные ископаемые на площади листа М-45-XIV представлены: двумя месторождениями глин и суглинков кирпичных (Курунду-1, Верхне-Уймонское); двумя месторождениями песчано-гравийного материала (Горбуновское, Нижне-Уймонское); проявлениями химического сырья – флюорита (2 проявления, 1 пункт минерализации); проявлениями горно-технического сырья – асбеста (3 проявления).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Флюоритовая минерализация имеет ограниченное распространение и представлена двумя проявлениями и одним пунктом минерализации **флюоритовой кварцевой формации**.

Проявление I-3-44 установлено в девонских образованиях среди окварцованных и карбонатизированных рассланцованных алевролитов. Здесь выявлены 3 зоны флюоритизации мощностью – 0,9; 1,1; 2,5 м; протяженностью – 200 м [211]. Зоны флюоритизации представляют собой сеть жил и линз флюорита мощностью 0,5–0,15 м. Содержания CaF_2 достигают 53,73 %.

Проявление Шибе (I-3-48), локализованное в риолитах куратинского дацит-риолитового комплекса, выявлено в 1960 г. геологами ЗСГУ [210]. Представляет собой зону флюоритовой минерализации мощностью до 3 м, приуроченную к тектоническому нарушению северо-западного простирания; протяженностью около 90 м. Наиболее обогащенной является центральная часть зоны, где на протяжении 5–7 м наблюдаются брекчии риолитов, сцементированных флюоритом. Содержания флюорита колеблются в пределах от 0,1 до 50,91 %. К проявлению приурочен *первичный литохимический ореол* Au и Hg (I-3-46).

Пункт минерализации I-3-49 приурочен к зонам дробления многочисленных разрывных нарушений, секущих риолиты среднего девона, на протяжении 70-ти метрового интервала, вскрытого канавами [211]. Здесь выявлена кварц-флюоритовая минерализация в виде линзочек мощностью 1–5 см и протяженностью до 20 см.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ ХРИЗОТИЛОВЫЙ

На площади асбестовая минерализация распространена локально и представлена в трех проявлениях **хризотил-асбестовой апогипербазитовой формации**.

Проявления Кайтанакское 1 (IV-2-2) и Кайтанакское 2 (IV-2-9) открыты в 1905 г. обществом «Уралит» [167]. Проявления приурочены к изометричным телам серпентинизированных гипербазитов, расположенным в поле распространения метаморфических пород терехтинского комплекса. В них отмечаются прожилки продольно-волокнистого ломкого и полумомкого хризотил-асбеста. Не представляют промышленного интереса.

Проявление Батунское (IV-3-3) открыто в 1905 г. обществом «Уралит» [167]. Некоторое время после открытия проявление обрабатывалось, но в 1920-ых годах добыча была прекращена из-за явной убыточности работ. Подсчитанные максимальные запасы в 1925 г. составили 1 600 т волокна на 49 000 м³ горной массы (Аншелес, 1925; «Горный журнал»). Проявление приурочено к небольшому телу серпентинизированных гипербазитов (110×240 м), расположенного в поле развития метаморфических пород терехтинского комплекса. Серпентиниты интенсивно рассланцованы, часто имеют узловатую или желвакообразную текстуру и скорлуповатую отдельность. Асбестовая минерализация располагается в теле зонально. Наиболее богатая часть – центральная, имеющая в плане форму вытянутой в северо-восточном направлении линзы размерами 50×100 м. Изменение содержаний асбеста постепенное, уменьшающееся к периферии. Полезный компонент – исключительно продольно-волокнистый хризотил-асбест, образующий мелкие, довольно многочисленные в центральной части примазки по плоскостям рассланцевания серпентинитов, количество волокна невелико. Длина волокна, в основном, 10–15 см, в отдельных случаях – 30–40 см; волокно эластичное, хорошего качества. На основании классификации месторождений хризотил-асбеста по запасам дана отрицательная оценка про-

мышленного значения проявления [183].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ И СУГЛИНКИ КИРПИЧНЫЕ

Месторождение Курунду-1 (III-4-13) приурочено к пролювиально-делювиальным отложениям верхнечетвертичного–голоценового возраста. Полезным ископаемым на участке являются суглинки, в разной степени засоренные обломочным материалом, которые подстилаются щебнем коренных пород. Суглинки в виде линзы с пережимами и раздувами залегают под почвенно-растительным слоем мощностью 0,6–1 м. Мощность суглинков по скважинам варьирует от 1 до 6,4 м, средняя – 3 м. Гидрогеологические условия благоприятны, грунтовые воды не встречены. Макроскопически суглинки буровато-желтого, буровато-серого цвета, карбонатизированные. По результатам лабораторных испытаний суглинки представлены тонкодисперсным мало-умереннопластичным полукислым малочувствительным к сушке глинистым сырьем гидрослюдистого состава с низким и средним содержанием водорастворимых солей, с низким, средним и высоким содержанием крупнозернистых включений. Суглинки неспекающиеся, не обладающие вспучивающей способностью.

Проведенные полузаводские испытания технологической пробы показали, что из сырья месторождения в естественном составе способом пластического формирования возможно получение: кирпича марки «300» Мрз-35, марки «300» Мрз-50, марки «200» Мрз-50, марки «150» Мрз-50. По природным факторам участок относится ко второй группе месторождений глинистых пород к типу «средних линзообразных невыдержанных по строению, мощности и качеству полезного ископаемого». Подсчет запасов проводился на основании ТЭО порайонных кондиций на кирпичное сырье Алтайского края, утвержденных ТКЗ от 03.11.1987 г. Разведанные запасы кирпично-черепичного сырья категории С₁ составили 243 тыс. м³.

Месторождение Верхне-Уймонское (III-3-11). На участке Верхне-Уймонский III в результате поисковых работ выделена и предварительно оценена небольшая по размерам залежь суглинков, представленных озерными отложениями среднечетвертичного возраста [184]. Полезным ископаемым являются суглинки светло-коричневого цвета, иногда с сероватым оттенком, мало-умереннопластичные, иногда с прослойками песка или единичного щебня. Мощность полезного ископаемого варьирует от 2,5 до 6,4 м при мощности вскрышных пород – 0,5–4 м. По результатам испытаний лабораторных и лабораторно-технологических проб суглинки пригодны для производства кирпича марок «100»–«150» плотностью 1 870 кг/м³, морозостойкостью Мрз-50. Гидрогеологические условия участка благоприятны, грунтовые воды не встречены. На Верхне-Уймонском участке III подсчитаны запасы кирпичных суглинков категории С₂ в количестве 64,4 тыс. м³ (прил. 3).

Поисково-оценочные работы были проведены на участке Верхне-Уймонский VII, расположенном в 300 м юго-западнее пос. Верхний Уймон. Полезное ископаемое на участке представлено озерными суглинками среднечетвертичного возраста. Суглинки светло-коричневые, желто-серые, умереннопластичные, низкодисперсные, часто с тонкими прослойками песка или единичными включениями гравия или щебня. Мощность полезного ископаемого изменяется от 2,9 до 6,6 м. Мощность вскрышных пород варьирует от 1,2 до 2,6 м. По результатам исследований проб суглинки участка в естественном состоянии пригодны для производства керамического кирпича, соответствующего требованиям ГОСТ 530-80 для марок «150»–«200» плотностью 1 750 кг/м³, морозостойкостью Мрз-50. Из-за неблагоприятных гидрогеологических условий запасы кирпичных суглинков подсчитаны до уровня, на котором затягивает стволы скважины. На участке VII подсчитаны запасы кирпичного сырья категории С₂ в количестве 245,7 тыс. м³. Подготовленные запасы кирпичного сырья обеспечат работу кирпичного завода на амортизационный срок (прил. 3). Запасы в распределенном фонде. Владелец лицензии (№ ГОА00214ТР) ООО «Универсал».

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Карьер «Горбуновский» (III-4-14) расположен в 12 км к юго-востоку от пос. Усть-Кокса и приурочен к узкой гряде грубообломочных пород, вытянутой поперек значительной части Уй-

монской котловины. Расположен в поле распространения озерных отложений среднечетвертичного возраста, представленных галечниками, суглинками, иногда косослоистыми песками и гравием. Обломочный материал составляют метаморфические сланцы (80 %), песчаники (14 %), гранитоиды (3 %) и вулканиты (3 %). Видимая мощность озерных отложений – 5 м. Над плоским рельефом этих осадков возвышаются (на 5–5,5 м) озерные бары, сложенные косослоистыми песками с частыми тонкими прослоями мелкого гравия, подстилаемые плотными жирными коричневыми глинами. Ширина баров – 20–25 м, протяженность – не более 150 м. Сверху песчано-гравийные смеси перекрыты суглинками желтыми и бурыми переменной мощности – от 0,1 м по оси гряды до 0,7 м и более – на ее склонах. По сложности геологического строения участок отнесен ко второй группе. Подсчет запасов производился в контурах гряды озерного бара (прил. 3). На 01.01.2015 г. Горбуновское месторождение песчано-гравийных смесей отработано [213].

Нижне-Уймонское месторождение (Ш-4-15) расположено к северу от с. Нижний Уймон. Карьером разрабатываются озерные отложения, слагающие уступ в рельефе высотой 10 м над поймой р. Катунь. В уступах карьера обнажается песчано-гравийная толща, сверху перекрытая песком мощностью 0,8–1,5 м. Содержание песка и гравия в ПГМ примерно одинаково, обломки окатаны. По гранулометрическому составу материал соответствует среднезернистым плотным смесям; песок-отсев также пригоден для строительных работ по ГОСТ. Прочность гравия соответствует марке Др-12 (марка щебня – «800»). Песчано-гравийный материал Нижнеуймонского карьера пригоден в естественном виде для устройства оснований автодорог из холодных смесей, приготавливаемых способом смешения на дороге. Подсчет запасов произведен в контуре, исключая занятые пашней площади. Запасы песчано-гравийных материалов категории С₁ на дату утверждения составили 116 тыс. м³ (прил. 3). Запасы месторождения в распределенном фонде. Владелец лицензии (№ 04РА00034ТР) ОАО «Усть-Коксинское ДРСП».

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Длительная история геологического развития территории листа М-45-ХІV обусловила сложность ее геологического строения и разнообразие полезных ископаемых. Закономерности размещения полезных ископаемых определяются геодинамической обстановкой и особенностями тектонического развития района, соответственно, минерагеническое районирование территории производится на структурно-формационной основе.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Район работ принадлежит Алтае-Саянской минерагенической провинции и входит в состав Горно-Алтайской минерагенической зоны, в пределах которой выделяются **Салаиро-Алтайская ртутно-золото-полиметаллическая** (1 Pb,Zn,Au,Hg/D₂-T₂), **Коргоно-Терехтинская золото-марганцево-железорудная** (2 Fe,Mn,Au/D₁₋₂), **Монголо-Алтайская редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудная** (3 W,Mo,Ta,Li/D₁₋₂) минерагенические области [34].

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Наиболее продуктивной на описываемой площади была герцинская минерагеническая эпоха. Байкальская, каледонская, киммерийская и альпийская эпохи на территории проявлены, но являются менее перспективными на промышленное оруденение.

Байкальская минерагеническая эпоха. В байкальскую эпоху сформировались апогартсбургитовые серпентиниты Терехтинского меланжевого офиолитового пояса, представляющие собой фрагменты венд–раннекембрийской офиолитовой ассоциации. С серпентинитами генетически связаны несколько проявлений асбеста, а также пункт минерализации хрома. Оруденение байкальской минерагенической эпохи проявлено только в Монголо-Алтайской минерагенической области.

Каледонская минерагеническая эпоха. В раннем–среднем кембрии в Холзуно-Чуйской СФЗ в островодужной обстановке формировались вулканогенные образования андезит-базальтовой формации (сугашский комплекс). В кембро–ордовикское время каледонского тектономагматического цикла (ТМЦ) как в Салаиро-Алтайской, так и в Монголо-Алтайской минерагенической области формировались мощные толщи турбидитовой формации (кудатинская и катунская свиты) в последующие ТМЦ, послужившие благоприятной средой для локализации оруденения золото-кварцевой малосульфидной и медно-кварцевой жильной формаций.

В раннем ордовике в пределах рассматриваемой площади в коллизионной обстановке в зонах проявления интенсивного динамометаморфизма сформировались мощные толщи зеленосланцевой метапелитовой (терехтинский метаморфический комплекс, метапелитовый подкомплекс) и глаукофан-зеленосланцевой metabазитовой формаций (терехтинский метаморфический комплекс, metabазитовый подкомплекс). Метаморфические образования являются благоприятной средой для мелкомасштабного медного и золотого оруденения медно-кварцевой жильной и золото-кварцевой малосульфидной формаций. Прослои и линзы мраморов и карбонатсодержащих метаморфических сланцев служат благоприятной средой для формирования золоторудной скарновой минерализации.

В ордовикско–раннедевонское время каледонского ТМЦ в Ануйско-Чуйской СФЗ сформировались карбонатно-терригенные (техтенская, чинетинская, чесноковская, барагашская свиты) и терригенно-карбонатные (чагырская свита) мелководные отложения материково-шельфового плато пассивной континентальной окраины. Карбонатно-терригенные образования являются благоприятной средой для локализации гидротермальной медной, полиметаллической,

золотой и ртутной минерализации соответственно медно-кварцевой жильной, золото-кварцевой малосульфидной, золоторудной полиметаллической и сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формаций. Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения благоприятны для формирования скарновых медных проявлений. В Холзуно-Чуйской СФЗ в ордовикское время сформировались известковистые терригенные отложения турбидитовой формации (бирюксинская свита), преобладающие в составе некомпетентные породы (алевролиты, алевропелиты) неблагоприятны для локализации гидротермального оруденения.

Герцинская минерагеническая эпоха. Средне-позднедевонская стадия герцинского ТМЦ связана с режимом активной континентальной окраины, имеет ярко выраженную полиметаллическую, золоторудную, редкометалльно-редкоземельную специализацию. В Улютинско-Кастахтинском прогнозируемом рудном узле с субвулканическими образованиями куратинского дацит-риолитового комплекса связаны гидротермальное оруденение золоторудной полиметаллической формации, проявления и пункты минерализации флюоритовой кварцевой формации. В пределах Абайского грабена и других фрагментов Коргонского наложенного прогиба, а также в Бирюксинском наложенном прогибе с субвулканическими образованиями ранне-среднедевонского трахиандезит-дацит-риолитового коргонского комплекса генетически связаны проявления и пункты минерализации медно-кварцевой жильной и золото-порфировой формаций. С многофазными массивами и дайковыми сериями ранне-среднедевонского катандинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса генетически связано медное и золотое скарновое, медно-порфировое, золото-кварцевое малосульфидное, медно-кварцевое жильное оруденение.

Среднедевонские интрузивные комплексы различных СФЗ имеют свои особенности в минерагенической специализации. Так, в Холзуно-Чуйской СФЗ ранне-среднедевонские интрузии гранитоидов катандинского комплекса являются рудоносными для вольфрам-молибденового грейзенового, а также рудогенерирующими для медно-кварцевого жильного, золото-шеелит-кварцевого и золото-кварцевого малосульфидного оруденения. В Коргоно-Терехтинской СФЗ с интрузиями многофазного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса генетически связаны проявления и пункты минерализации золото-кварцевой малосульфидной и медно-кварцевой жильной формаций. В Ануйско-Чуйской СФЗ топольнинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс генетически связан с пунктом минерализации золота, предположительно золото-порфировой формации.

В позднедевонскую стадию герцинского ТМЦ в пределах Куратинского прогиба в обстановке тыловых рифтов происходило формирование мощной толщи терригенных и терригенно-вулканогенных отложений урскульской серии. Вулканогенные образования куладинского трахибазальт-дацит-риолитового комплекса и рибекитовые граниты шибеликского щелочногранитового комплекса являются рудогенерирующими и рудовмещающими для редкометалльно-редкоземельного и золотого оруденения.

Киммерийская минерагеническая эпоха. В среднепермско-раннетриасовое время в континентальной обстановке на изучаемой территории проявилась тектоно-магматическая активизация (горячие точки), продуктами которой являются дайки терехтинского габбро-долеритового комплекса, которые не имеют минерагенического значения для района. Кроме того, в эту эпоху предполагается формирование сурьмяно-ртутного оруденения на изученной площади, учитывая определения возраста ртутного оруденения в других районах Горного Алтая [79].

Альпийская минерагеническая эпоха. В неорогенную стадию альпийского ТМЦ в континентальной обстановке формировались непромышленные россыпи золота. Кроме того, в континентальной обстановке формировались кирпичные суглинки и песчано-гравийные смеси, известных на площади малых месторождений.

Таким образом, наиболее продуктивной на оруденение цветных, благородных и редких металлов, а также редкоземельных элементов является герцинская минерагеническая эпоха. Альпийская эпоха продуктивна на неметаллические полезные ископаемые и россыпное золото.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

На площади листа установлены рудные комплексы черных металлов (Cr), цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Mo, W, Hg, Sb, As, Bi), редких металлов (Zr) и редкоземельных элементов (TR), благороднометалльного оруденения (Au), неметаллических полезных ископаемых (флюорит, асбест, песчано-гравийный материал, глины и суглинки кирпичные). В связи с тем, что в рудные комплексы объединено оруденение различной формационной принадлежности, а соответственно с различными рудоконтролирующими факторами и поисковыми признаками, описание

закономерностей размещения полезных ископаемых приводится по рудным формациям.

Оруденение хрома *хромитовой офиолитовой формации* установлено в пределах Монголо-Алтайской редкометалльно-молибденово-вольфрамовой минерагенической области, вне рудных узлов. Основным рудоконтролирующим фактором является магматический, выражающийся в пространственной и генетической связи оруденения с телами апогарцбургитовых серпентинитов Терехтинского меланжевого офиолитового пояса. Косвенными поисковыми признаками оруденения являются: шлиховой поток хромита и крокоита по р. Юхпихта (IV-3-6). Кроме того, выявлены потоки рассеяния с повышенной концентрацией Cr и Ni протяженностью 4–5 км по правому притоку р. Кайтанак и р. Пологая. В связи с незначительными масштабами не представляет промышленного интереса.

Медное оруденение представлено целым рядом рудных формаций: медно-кварцевой жильной, медно-порфировой, медно-скарновой.

Медно-кварцевая жильная формация представлена проявлениями и многочисленными пунктами минерализации меди преимущественно пределах Монголо-Алтайской минерагенической области, вне рудных узлов, часто в ассоциации с оруденением золото-кварцевой малосульфидной формации. Главные рудоконтролирующие факторы: тектонический, магматический и литологический. Оруденение локализовано в кварцево-жильных зонах, реже – в карбонат-кварцевых жилах, линейных зонах окварцевания; крутопадающих, северо-западного, реже северо-восточного простирания. Жильные зоны приурочены к ареалам развития серий даек диорит-порфиров и гранит-порфиров катандинского и коргонского комплексов, реже – долеритов. Жильные поля развиты в раннеордовикских метаморфических сланцах и метапесчаниках терехтинского комплекса, а также рассланцованных песчаниках и алевролитах горноалтайской серии; реже – среди силурийских известковистых песчаников. Благоприятной средой для локализации рудоносных кварцевых жил являются ороговикованные, окварцованные породы (метаморфический и метасоматический факторы). Рудная минерализация представлена неравномерной вкрапленностью и редкими гнездами халькопирита, реже – халькозина, гипергенными минералами (малахитом, азуритом).

Медно-порфировая формация характеризуется проявлениями и пунктами минерализации. Основным рудоконтролирующим фактором служит магматический, проявленный в приуроченности рудных объектов к риолитам, гранит-порфирам коргонского трахиандезит-дацит-риолитового комплекса и гранитоидам, диоритам габбро-диорит-гранодиоритового катандинского комплекса.

Проявление *медно-скарновой формации* приурочено к силурийским терригенно-карбонатным отложениям. Основными рудоконтролирующими факторами являются: магматический, что выражается в приуроченности проявлений к эндо- и экзоконтактам гранитоидов среднедевонского топольнинского комплекса; литологический – приуроченность рудной минерализации к карбонатным породам. Кроме того, важнейшими рудоконтролирующими факторами являются метасоматический – оруденение локализуется в скарнированных известняках; а также тектонический – измененные известняки рассеяны системой кварцевых жил с медно-сульфидной минерализацией. Рудная минерализация представлена халькопиритом, халькозином, малахитом, магнетитом, редкими зернами висмутита, бисмутита, золота.

Прямыми поисковыми признаками медного оруденения служат проявления и пункты минерализации меди; рудная минерализация в жилах – халькопирит, халькозин, малахита. Оруденение сопровождается шлиховыми ореолами и потоками халькопирита и малахита в делювиальных отложениях, первичными геохимическими ореолами и точечными аномалиями меди. На площади листа медные формации не рассматриваются в качестве промышленно перспективных. Геолого-структурная позиция территории неблагоприятна для формирования месторождений меди вышеперечисленных формаций. Однако, благодаря парагенетической связи с проявлениями золото-кварцевой малосульфидной формации, оруденение этой формации может служить косвенным поисковым признаком для выявления золоторудных объектов.

Полиметаллическое и золотое комплексное оруденение *золоторудной полиметаллической формации* представлено в прогнозируемом Улютинско-Кастахтинском рудном узле проявлениями: Верхнекастахтинское, Центральное, Северное и Южное Урсульское, Верхнетерехтинское и другими; пунктами минерализации свинца, цинка, золота; преимущественно в терригенно-вулканогенных образованиях куратинской свиты, реже – в карбонатно-терригенных отложениях силура и раннего девона. Главными рудоконтролирующими факторами являются магматический, тектонический и метасоматический. Магматический фактор выражен в генетической связи оруденения с субвулканическими телами и дайками кислого состава куратинского дацит-риолитового комплекса среднего девона.

Рудоконтролирующее значение для гидротермального оруденения имеет протяженная Каир-

лыкская зона разломов север-северо-восточного простирания (тектонический фактор). К этой зоне приурочены все рудопоявления и значительная часть пунктов минерализации золоторудной полиметаллической формации. Установлено пространственное совмещение разломов и зон гидротермально- и метасоматически измененных, преимущественно вулканогенных пород куратинского комплекса. Гидротермальные и метасоматические изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, реже – карбонатизацией и сопровождаются сульфидной минерализацией пород.

Вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковая рудная минерализация локализуется в измененных породах (метасоматический фактор), либо приурочена к сети кварцевых, флюорит-кварцевых, либо карбонат-кварцевых маломощных жил и прожилков. Часто проявления и пункты минерализации размещаются в зонах дробления, брекчирования, рассланцевания, фиксирующих дизъюнктивные нарушения (тектонический фактор). Оруденение представлено галенитом, сфалеритом, пиритом, реже – пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, антимонитом, золотом, гипергенными минералами (малахит, церуссит, лимонит). Рудоносные зоны фиксируются шлиховыми потоками галенита, церуссита, редко в ассоциации с золотом, висмутином и бисмутитом; сопровождаются первичными геохимическими ореолами и точечными аномалиями золота, потоками рассеяния Pb, Zn, Ag, As, Hg, Mo.

Свинцово-цинковая жильная формация развита ограниченно в Улютинско-Кастахтинском прогнозируемом рудном узле представлена двумя проявлениями цинка в зоне Чарышско-Терехтинского глубинного разлома. Основным рудоконтролирующим фактором является тектонический и литологический факторы, последний отражается в карбонатно-терригенном составе рудовмещающих пород. Значительную роль играет метасоматический фактор – гидротермальные изменения, проявленные в окварцевании и карбонатизации пород в зоне тектонического нарушения. Рудная минерализация представлена сульфидами Zn, Pb, Fe. Оруденение формации не имеет промышленного значения.

Молибденовое и вольфрамовое оруденение в Холодно-Гольцовском прогнозируемом рудном узле представлено проявлением и пунктами минерализации *вольфрам-молибденовой грейзеновой* и *золото-шеелит-кварцевой формаций*. Главными рудоконтролирующими факторами являются магматический, метасоматический и тектонический. Оруденение обеих формаций генетически связано с гранитоидами габбро-диорит-гранодиоритовой формации ранне-средне-девонского катандинского комплекса (магматический фактор). Рудными телами являются мусковит-кварцевые жилы широтного, реже северо-восточного простирания и грейзенизированные граниты в эндоконтактной зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Рудные минералы представлены неравномерной вкрапленностью, гнездами и агрегатами шеелита, пирита, молибденита, висмутита. Тектонический фактор главную роль играет для локализации оруденения золото-шеелит-кварцевой формации. Тектонический контроль выражается в развитии рудной минерализации в кварцевых жилах и прожилках субширотного и северо-западного простирания, фиксирующих тектонические зоны в экзо- и эндоконтактной зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Рудная минерализация в кварцевых жилах представлена шеелитом, отмечаются молибденит, висмутин, халькопирит, пирит, малахит и лимонит. Прямыми поисковыми признаками оруденения служат проявление и пункты минерализации, шлиховые ореолы шеелита; косвенными – геохимические потоки рассеяния вольфрама.

Ртутное и комплексное сурьмяно-ртутное оруденение относится к *сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации* и представлено тремя проявлениями (Hg, Sb, Hg) и пунктами минерализации (Hg, Sb) в пределах Ильинско-Урскульской рудоносной зоны. Главным рудоконтролирующим фактором является тектонический, в меньшей степени – метасоматический и литологический. Все рудные объекты расположены в зонах разломов широтного, северо-западного направления и оперяющих структурах, в т. ч. в зоне Чарышско-Терехтинского глубинного разлома, в зонах дробления и зонах повышенной трещиноватости. Гидротермальные изменения представлены аргиллизацией, окварцеванием, карбонатизацией. Рудоносными являются маломощные, протяженные кварц-карбонатные, кварцевые жилы и прожилки, тектонические брекчии с кварцевым цементом. Литологический фактор отражается в приуроченности большинства рудных объектов к известковистым алевролитам и песчаникам, мраморизованным известнякам силура; реже – к девонским вулканогенным породам куратинской свиты и девонским пестроцветным терригенным отложениям ергольской свиты. Рудная минерализация представлена вкрапленным, реже – прожилково-вкрапленным, гнездово-вкрапленным типами. Из рудных минералов преобладает киноварь, в меньшем количестве отмечается антимонит с желтыми сурьмяными охрами. Оруденение сопровождается шлиховыми ореолами киновари и антимонита, с единичными зернами сванбергита, браннерита, золота, в аллювии и делювии. Рудовмещающий характер гидротермально-измененных зон устанавливается благодаря приуроченности к

ним вторичных ореолов рассеяния ртути.

Редкометалльное и редкоземельное оруденение относится к *редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации* и представлено проявлениями (TR) и пунктами минерализации (TR) в пределах Шибеликского прогнозируемого рудного узла. Главными рудоконтролирующими факторами являются магматический, метасоматический. Магматический контроль проявлен в генетической связи оруденения с рибекитовыми гранитами щелочногранитовой формации шибеликского комплекса и вулканогенными образованиями кислого и среднего состава трахибазальт-дацит-риолитового куладинского комплекса. Метасоматический – в локализации руд в калишпатизированных, биотитизированных породах с наложенным рибекитом (щелочной автометасоматоз). Прямыми поисковыми признаками являются присутствие проявлений и пунктов минерализации редкоземельных элементов. Косвенные поисковые признаки: широкое развитие метасоматической проработки пород (рибекитизация, калишпатизация, биотитизация); потоки рассеяния рудных элементов (Zr, Y, Yb) и элементов-спутников (Sn, Be).

Золотое оруденение представлено рядом рудных формаций: золоторудной полиметаллической, золото-кварцевой малосульфидной, золоторудной скарновой, золото-порфировой.

Золото-кварцевая малосульфидная формация представлена проявлениями и пунктами минерализации золота на всей территории листа, как в Салаиро-Алтайской, так и Монголо-Алтайской минерагенических областях. В первой она имеет ограниченное распространение вне прогнозируемого Улютинско-Кастахтинского золото-полиметаллического рудного узла. Во второй она распространена повсеместно, как в Холодно-Гольцовском прогнозируемом рудном узле, так и вне рудного узла. Главными рудоконтролирующими факторами являются: тектонический и магматический, в меньшей степени – литологический. Первый проявлен в приуроченности оруденения к зонам тектонических нарушений, в т. ч. Южно-Терехтинского разлома, в которых отмечаются ареалы развития кварцевых, реже – амфибол-кварцевых, эпидот-карбонат-кварцевых, кварц-полевошпатовых жил и прожилков северо-западного, широтного простирания. Рудоносные жильные образования приурочены к ареалам распространения серий девонских даек диорит-порфиров, гранит-порфиров и риолитов, реже – штокообразным телам диоритов, кварцевых диоритов габбро-диорит-гранодиоритового катандинского комплекса. Литологический фактор проявлен в приуроченности рудных объектов к компетентным породам (песчаники, метабазиты, известняки) метаморфического терехтинского комплекса, сугашской, катунской, чинетинской свит. Кроме того, играют роль метасоматический и метаморфический факторы – благоприятной средой для локализации рудоносных кварцевых жил являются окварцованные и ороговикованные породы, последние являются компетентными образованиями. Рудная минерализация представлена неравномерной вкрапленностью и редкими гнездами пирита, халькопирита, галенита, арсенопирита; гипергенными минералами (малахитом, лимонитом). Прямым поисковым признаком, кроме присутствия проявлений и пунктов минерализации, являются россыпепроявления золота известные по р. Катунь.

Проявление и пункты минерализации *золоторудной скарновой формации* расположены среди раннеордовикских метаморфических образований. Основными рудоконтролирующими факторами локализации оруденения являются магматический, литологический и метасоматический. Магматический фактор проявлен в генетической связи оруденения с небольшими штокообразными массивами катандинского комплекса габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Литологический фактор отражается в локализации рудной минерализации среди хлорит-альбит-карбонат-кварцевых сланцев в линзах мраморов (терехтинский комплекс). Кроме того, оруденение установлено в скарнированных, интенсивно эпидотизированных, окварцованных породах в экзоконтакте гранитоидного массива (метасоматический фактор). Таким образом, косвенным поисковым признаком золоторудной скарновой формации служат поля скарнирования, эпидотизации и окварцевания карбонатсодержащих метаморфических сланцев.

Золото-порфировая формация впервые выявлена на изучаемой территории в пределах Шибеликского редкометалльно-редкоземельного прогнозируемого рудного узла и представлена проявлениями и пунктами минерализации, часто в комплексе с высокими концентрациями Nb и РЗЭ. Единичные пункты минерализации расположены за его пределами и приурочены к гранитоидам, диоритам и риолитам девонских магматических комплексов. Главным рудоконтролирующим фактором для золотого оруденения служит магматический, который проявлен в локализации значительной части рудных объектов в малых интрузиях позднекаменноугольно-раннепермского щелочногранитового шибеликского комплекса, в субвулканических телах и дайках позднедевонского трахибазальт-дацит-риолитового куладинского комплекса. Кроме того, рудоконтролирующим фактором является метасоматический – часть проявлений представляют собой зоны гидротермально-измененных магматических пород. Изменения представлены окварцеванием, калишпатизацией, биотитизацией, реже – серицитизацией, карбонатизацией.

Прямыми признаками золото-порфирового оруденения являются: наличие проявлений и пунктов минерализации, присутствие в метасоматически измененных породах самородного золота, первичные геохимические ореолы и точечные первичные аномалии золота. Косвенные поисковые признаки – рудная минерализация в измененных породах (пирит, халькопирит, халькозин, висмутин, бисмутит); потоки рассеяния золота и элементов-спутников: Ag, Hg и Mo в поле развития терригенно-вулканогенных образований куладинской свиты.

Формация золотоносных россыпей представлена непромышленными аллювиальными россыпепроявлениями по долине р. Катунь, ниже устья р. Кайтанак и на террасе р. Катунь напротив устья р. Тикелю. Россыпепроявления расположены в полях развития метаморфических образований терехтинского метабазитового подкомплекса и терригенных образований сугашской свиты, прорванных сериями даек диорит-порфиров и гранит-порфиров катандинского комплекса. Россыпи самостоятельного промышленного значения не имеют и служат прямым поисковым признаком для оруденения золото-кварцевой малосульфидной формации. Перспективы выявления погребенных большеобъемных многослойных россыпей в межгорных котловинах рассмотрены в главе «Геоморфология».

Группа **неметаллических полезных ископаемых** на площади объединяет проявления и пункты минерализации химического, горнотехнического сырья и строительных материалов. Флюоритовая минерализация, принадлежащая к *флюоритовой кварцевой формации*, представлена проявлениями и пунктом минерализации среди кислых вулканогенных образований среднедевонского куратинского комплекса. Основными рудоконтролирующими факторами служат тектонический и магматический. Зоны флюоритовой минерализации с флюорит-кварцевыми жилами и линзами приурочены к тектоническим нарушениям северо-западного простирания. Промышленного значения не имеет в связи с незначительными масштабами.

Хризотил-асбестовая апогипербазитовая формация представлена тремя проявлениями хризотил-асбеста в серпентинизированных гипербазитах. Главным рудоконтролирующим фактором является магматический, проявленный в генетической и парагенетической связи оруденения с телами апогипербазитовых серпентинитов Терехтинского меланжевого офиолитового пояса. В связи с малыми масштабами и плохим качеством асбеста промышленного значения не имеет.

Строительные материалы на территории представлены двумя малыми месторождениями песчано-гравийных смесей (Нижне-Уймонское, Горбуновское) и двумя малыми месторождениями кирпичных суглинков (Верхне-Уймонское, Курунду-1), имеющие местное значение.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Основные перспективы освоения района связаны с полиметаллами, золотом, редкими землями, цирконием. Редкометалльно-редкоземельные объекты преимущественно комплексные и могут представлять промышленный интерес не только на основные полезные компоненты (цирконий, редкие земли), но и для попутного извлечения гафния, ниобия, тантала.

САЛАИРО-АЛТАЙСКАЯ РТУТНО-ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Салаиро-Алтайская минерагеническая область ($1 \text{ Pb, Zn, Au, Hg/D}_2\text{-T}_2$), занимающая северную часть площади, охватывает территорию Ануйско-Чуйской СФЗ, а также южную часть Куратинского наложенного прогиба. Характеризуется специализацией на цветные и благородные металлы – Pb, Zn, Au. В пределах минерагенической области на изученной территории представлена южная часть Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоны.

Ильинско-Урскульская золото-полиметаллическая рудоносная зона ($1.1 \text{ Pb, Zn, Au/D}_2\text{-T}_2$) приурочена к Ануйско-Чуйской СФЗ с девонским Куратинским наложенным прогибом. На площади листа она представлена фрагментом, включающим прогнозируемые Улютинско-Кастахтинский и Шибеликский рудные узлы. Минерагеническая специализация рудоносной зоны обусловлена широким развитием девонских вулканогенных образований дацит-риолитового куратинского и трахибазальт-дацит-риолитового куладинского комплексов, интрузивных образований позднекаменноугольно-раннепермского щелочногранитового шибеликского комплекса.

В пределах Улютинско-Кастахтинского прогнозируемого рудного узла разведаны Верхнекастахтинское и Центральное Урскульское золото-полиметаллические проявления (Pb, Zn, Au) с подсчитанными запасами Pb и Zn по отдельным рудным телам, установлены и другие полиме-

таллические и золоторудные проявления золоторудной полиметаллической формации; проявления ртути и сурьмы сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации (Актюльское, Чернушинское). На площади Шибеликского прогнозируемого рудного узла установлены проявления редких земель и циркония (Арыгемское и др.) редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации, проявления золото-порфировой формации.

Прогнозируемый Улютинско-Кастахтинский золото-полиметаллический рудный узел (1.1.1 Pb,Zn,Au) расположен в бассейнах рек Каирлык, Маргала, Черная и Большая Теректа и их притоков; в пределах листа представлен наиболее перспективной южной частью, северная (значительно меньшая по площади) – на листе М-45-VIII. Площадь рудного узла в пределах листа М-45-XIV составляет 632 км². В структурно-тектоническом плане рудный узел приурочен к Куратинскому девонскому наложенному прогибу в пределах Ануйско-Чуйской СФЗ и с юга ограничен Чарышско-Терехтинским глубинным разломом. В геологическом строении район представляет собой систему синклиналей и антиклиналей, сложенных стратифицированными отложениями средне-верхнедевонского возраста, интродуцированных интрузивными и субвулканическими образованиями среднего и позднего девона.

Улютинско-Кастахтинский прогнозируемый рудный узел характеризуется золоторудной полиметаллической профилирующей рудной формацией, определяющей его минерагеническую специализацию. Кроме того, на территории узла присутствуют проявления сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации.

Оруденение золоторудной полиметаллической формации генетически связано с вулканогенными образованиями среднедевонского дацит-риолитового куратинского комплекса и локализуется преимущественно в гидротермально-измененных вулканогенных и терригенно-вулканогенных образованиях среднего девона. На площади рудного узла известны 13 золото-полиметаллических проявлений, включая Верхнекастахтинское, Центральное, Северное и Южное Урскульские, Маргалинское, Верхнеарчендинское, Верхнетерехтинское, Черно-Терехтинское, Большетерехтинское и др., 9 пунктов минерализации полиметаллов, а также установленные при проведении ГДП-200 девять проявлений и 27 пунктов минерализации золота.

Все рудопрооявления и значительная часть пунктов минерализации золоторудной полиметаллической формации приурочены к Каирлыкской зоне разломов с которой пространственно совмещены зоны гидротермально- и метасоматически измененных терригенно-вулканогенных образований куратинской свиты. Эти субпараллельные зоны измененных пород объединяются в мощную (2,5 км), протяженную (28 км) рудную зону, которая отчетливо дешифрируется на АФС и выделяется на местности бурым, ярко-рыжим цветом за счет интенсивной лимонитизации пород. Гидротермальные и метасоматические изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, реже – карбонатизацией и сопровождаются сульфидной минерализацией пород. Рудная зона сопровождается отчетливо проявленными первичными геохимическими ореолами золота. Среднее содержание золота в рудной зоне – 0,16 г/т; в рудном узле – 0,09 г/т, при фоновых содержания в неизмененных вулканогенных образованиях куратинского комплекса – 0,016 г/т. Максимальное установленное содержание золота в рудной зоне – 1,5 г/т.

Рудные тела на изученных проявлениях (Центральное и Северное Урскульские, Верхнекастахтинское) имеют форму линз, невыдержанных по мощности залежей, минерализованных, приуроченных к окварцованным, серицитизированным и хлоритизированным риолитам и лавобрекчиям. Часто полиметаллическая минерализация развита в кислых вулканогенных образованиях в зонах расланцевания и дробления. В протоловках из измененных риолитов с сульфидами установлены весовые содержания галенита, сфалерита, смитсонита, церуссита, пирита; выявлены знаки комковатого и пластинчатого золота. Гидротермально-метасоматические изменения выражаются в окварцевании, серицитизации и пиритизации, реже – хлоритизации и доломитизации пород.

Менее изученные рудопрооявления (Верхнетерехтинское, Верхнеарчендинское, Маргалинское и др.) также представляют собой зоны минерализации, реже – зоны дробления в интенсивно окварцованных кислых вулканогенных образованиях, реже – в терригенных породах. Кроме широко развитого пирита, в зонах отмечаются полиметаллическая и флюоритовая минерализация. В измененных эффузивах на некоторых проявлениях прослеживаются зоны с ветвящимися маломощными флюоритовыми жилами и прожилками (Верхнеарчендинское), гнездами галенита и сфалерита. На других проявлениях рудная минерализация связана с тонкими кварцевыми и кварц-кальцитовыми прожилками, густо пронизывающих породу по сланцеватости и образующими отдельные зоны, мощностью от 1,5–2 до 7,0 м, прослеженные на расстоянии до 1 500 м.

Содержания полезных компонентов, установленные на золото-полиметаллических проявлениях, варьируют в пределах: Pb – 0,18–6,88 %, Zn – 0,55–10,32 %, Ag – до 15 г/т. В период проведения ГДП-200 при обследовании полиметаллических проявлений и пунктов минерализации

(в т. ч. старых горных выработок) в окварцованных, серицитизированных кислых эффузивах с сульфидами определены высокие содержания не только полиметаллов, но и Au (0,08–0,7 г/т), при аномально высоких концентрациях элементов-спутников: Cu (1–5 %), Sb (1,8–76,9 г/т), Hg (1,2–41,2 г/т), As (20–1 200 г/т).

Пункты минерализации полиметаллов также приурочены к окварцованным риолитам и их туфам, часто в зонах дробления. Участки окварцевания и серицитизации часто локализованы в виде зон на контактах риолитов и темно-серых известковистых алевропелитов. В отдельных пунктах отмечаются минерализованные участки с тонкими прожилками и линзочками сульфидов и продуктов их окисления; в других – маломощные кварцевые жилы и кварц-кальцитовые желваки с сульфидной вкрапленностью. В большинстве пунктов рудная минерализация присутствует в виде вкрапленности и единичных гнезд галенита, сфалерита, пирита, реже – халькопирита.

Проявления и пункты минерализации золота так же, как вышеописанные полиметаллические объекты, приурочены к вулканогенным образованиям куратинского комплекса. Проявления золота установлены в окварцованных риолитах и микрогранитах с сульфидной минерализацией, представленной пиритом (часто лимонитизированным), реже – халькопиритом, халькозинном, галенитом. Кроме высоких содержаний Au (0,13–1,5 г/т) фиксируются аномально высокие концентрации элементов-спутников: Sb, Hg, As, Pb, Zn, Ag, Mo.

Поисковыми признаками, указывающими на присутствие золото-полиметаллического оруденения в рудном узле, кроме собственно золото-полиметаллических проявлений и пунктов минерализации, служат первичные геохимические ореолы и точечные аномалии золота, потоки рассеяния свинца, цинка, золота, серебра и элементов-спутников.

В бассейнах рек Каирлык, Семисарт, Кызыл-Шин фиксируются комплексные потоки рассеяния с повышенными содержаниями: Pb, As, Zn, Ag, Hg. В южной части рудного узла в верховье р. Бол. Карыгем выявлен протяженный поток рассеяния полиметаллов. В бассейне рек Черная и Большая Теректа установлены 4 шлиховых потока галенита с содержанием до 60 зерен. В этом же районе выявлен шлиховой ореол галенита среди вулканогенных образований куратинской свиты с содержанием галенита до 50 зерен в ассоциации с церусситом.

В северной части рудного узла установлены 6 первичных геохимических ореолов золота средней и высокой концентрации. В пределах рудного узла выявлены 11 потоков рассеяния золота протяженностью – 2–8,8 км. Концентрации полезных компонентов не превышают 2–5 фонов и составляют (г/т): Au – 0,021–0,043; Hg – 0,025–0,046; Ag – 0,16–0,2; Pb – 30. Кроме того, установлены потоки рассеяния элементов-спутников золото-полиметаллического оруденения: 2 потока рассеяния серебра, 4 потока рассеяния ртути, протяженный поток рассеяния мышьяка. Судя по элементному составу потоков рассеяния можно предположить разную степень эродированности в пределах Улютинско-Кастахтинского прогнозируемого рудного узла. При этом наименее эродированной является северная часть, характеризующаяся преобладанием в потоках рассеяния элементов надрудных ореолов – свинца и ртути.

Для расчета прогнозных ресурсов полиметаллов золоторудной полиметаллической формации по Улютинско-Кастахтинскому прогнозируемому рудному узлу использован метод аналогии. В качестве объекта-аналога рассматривается Широкинский золото-полиметаллический рудный узел с Ново-Широкинским полиметаллическим месторождением в Забайкалье [32]. Прогнозные ресурсы категории P_3 для Улютинско-Кастахтинского золото-полиметаллического прогнозируемого рудного узла составят: цинк – 307 тыс. т, свинец – 206 тыс. т, золото – 21 т, серебро – 478 т (прил. 4).

В связи с тем, что свинец, золото и серебро относятся к высоколиквидным и стратегическим видам минерального сырья, и с учетом относительной доступности района Улютинско-Кастахтинский золото-полиметаллический прогнозируемый рудный узел является перспективным для поисков золотого, полиметаллического и серебряного оруденения золоторудной полиметаллической формации.

Кроме проявлений золоторудной полиметаллической формации в рудном узле отмечается оруденение сурьмяно-ртутной аргиллизитовой формации (Актюльское, Чернушинское). Одно из них приурочено к тектоническому блоку, выполненному силурийскими карбонатно-терригенными отложениями чинетинской свиты, второе – к девонским вулканогенным образованиям куратинской свиты. В первом случае киноварная минерализация локализована в кварц-карбонатных жилах, выполняющих трещины, оперяющие Актюльский разлом [192]. Рудопроявление сопровождается шлиховым ореолом рассеяния киновари с содержанием до 83 знаков в аллювии и до 1 000 знаков в делювии. Во втором – размещается в зоне Чернушенского разлома [190], секущего вулканогенные породы куратинской свиты, представлено гнездовой вкрапленностью антимонита и киновари в кварцевом цементе тектонических брекчий. Вмещающие породы ин-

тенсивно брекчированы, рассланцованы, окварцованы, карбонатизированы, насыщены сульфидной минерализацией, в меньшей степени проявились процессы аргиллизации, баритизации, серицитизации. Рудоконтролирующий характер зоны Чернушинского разлома устанавливается благодаря приуроченности к нему вторичных ореолов рассеяния ртути и мышьяка с максимальной концентрацией ореолов в узкой полосе шириной 200 м. Шлиховым опробованием в канавах установлено высокое содержание антимонита, реже – киновари и сванбергита [190]. Перспективам площади на промышленное сурьмяно-ртутное оруденение, по результатам проведенных при ГДП-200 работ, дана отрицательная оценка.

Таким образом, Улютинско-Кастахтинский золото-полиметаллический прогнозируемый рудный узел является перспективным для обнаружения полиметаллического, золотого и серебряного оруденения золоторудной полиметаллической формации золото-сульфидно-кварцевого геолого-промышленного типа. В пределах рудного узла рекомендуются поисковые работы второй очереди на свинец, цинк, золото и серебро.

Прогнозируемый Шибеликский редкометалльно-редкоземельный рудный узел (1.1.2 TR,Zr) на изученной территории представлен своей южной частью, площадью 198 км². Он ограничен площадью распространения куладинского комплекса и приурочен к восточной части системы параллельных линейно-складчатых структур с субмеридиональным расположением осевых линий. В данную систему входит Каракольская синклиналь, осложненная южным окончанием широкой и протяженной Каирлык-Семинской зоны (Каирлыкская) левых сбросо-сдвигов (выделенной еще на территории листа М-45-VIII). В позднедевонское время, вероятнее всего, зона представляла собой поверхностное выражение глубинного конседиментационного листрического сброса, приуроченного к границе жестких блоков, разделенных скрытым Улус-Чергинским глубинным разломом, первоначально выделенным в пределах листа М-45-VIII по геофизическим данным.

Основной тектонической структурой в границах рудного узла является Каракольская брахисинклиналь. Эта крупная складка (размах крыльев около 20 км) имеет субмеридиональное простираие и сложена образованиями верхнеживетско-франского структурного яруса (урсульская серия). В основании яруса залегает сероцветная терригенная формация (туэктинская свита), средняя часть представлена трахибазальт-трахириолитовой формацией с подчиненным количеством осадочных пород (куладинская свита). Отложения туэктинской и куладинской свит интродуцированы позднедевонскими субвулканическими образованиями (дайками, малыми телами, силлами) трахибазальт-дацит-риолитового куладинского и габбро-долеритового урсульского комплексов, а также небольшими интрузиями и дайками щелочногранитового шибеликского комплекса. По химизму субвулканические и интрузивные образования кислого состава относятся к А-гранитам, сформировавшимся в обстановке тылового рифтогенеза активной континентальной окраины.

Профилирующей рудной формацией является редкометалльно-редкоземельная апогранитовая формация, генетически связанная с двумя магматическими комплексами: шибеликским и куладинским. Первый комплекс в пределах прогнозируемого рудного узла представлен интрузивными телами рибекитовых гранитов с площадями 0,03–0,6 км². Массивы сложены порфировидными рибекитовыми, калишпатизированными гранитами с такситовой текстурой. Фенокристы представлены рибекитом (10–20 %), калиевым полевым шпатом около 5 %, калишпатизированным плагиоклазом (около 5 %), реже – кварцем (около 10 %). Основная масса состоит из калиевого полевого шпата (около 5 %), кварца биотита и рибекита, при этом рибекит, биотит и частично калиевый полевой шпат наложенные (метасоматические).

Интрузивные тела вмещают проявления редких земель (I-4-9, 18, 21) с высокими концентрациями РЗЭ, циркония, ниобия. По результатам ICP-MS установлены аномальные содержания, сопоставимые с промышленными (г/т): ΣTR – 597–670 (в том числе цериевой группы: La – 86–93,5; Ce – 180–206; Pr – 21,7–22,1; Nd – 92,4–109); Zr – 1 260–1 450; Nb – 87–109; Ta – 6–9. В этих же гранитах атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Au – 0,2–0,3 г/т.

Куладинский комплекс на площади листа объединяет вулканогенные образования покровных и субвулканических фаций среднего и кислого состава. К ним также приурочены проявления (I-4-1, 11) и пункты минерализации (I-3-7; I-4-16, 26) РЗЭ с аномальными концентрациями Zr, Nb, Hf, Ta. К проявлениям отнесены интенсивно биотитизированные, калишпатизированные трахириодациты и кварцевые диориты с высокими содержаниями РЗЭ. По результатам ICP-MS установлены концентрации (г/т): ΣTR – 560–937, Zr – 993–1 580, Nb – 94–129, Ta – 6–9. В этих же породах атомно-абсорбционным анализом определены концентрации Au – 0,3–0,4 г/т. В пределах рудного узла выявлены потоки рассеяния, в том числе комплексный поток рассеяния (15,7 км) с повышенными концентрациями (г/т): Zr – 130; Be – 3,5; Au – 0,022; Hg – 0,037. По левому притоку р. Каракол выявлен поток рассеяния (2,7 км) циркония с содержанием 130 г/т;

по р. Аккем установлен поток рассеяния (4,8 км) с концентрациями: Y – 30 г/т, Yb – 3,3 г/т.

В северной части Шибеликского прогнозируемого рудного узла (лист М-45-VIII) в гранитах шибеликского комплекса и кислых вулканогенных образованиях куладинского комплекса минералогическим и микрозондовым анализом определены редкометалльные и редкоземельные акцессорные минералы: циркон, ксенотим, монацит, ортит, торит, синхизит, бастнезит, паризит, тантало-ниобаты [198].

Гранитоиды шибеликского комплекса и кислые разности куладинского комплекса по высоким концентрациям РЗЭ и редкометалльных элементов при дефиците Ba и Sr соответствуют плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам [116], с которыми связаны месторождения редких металлов, однако отличаются от них низкими содержаниями Li. Согласно литературным и фондовым материалам [63, 198], минералого-петрографические и геохимические особенности гранитоидов шибеликского и риолитоидов куладинского комплексов указывают на потенциальную редкометалльно-редкоземельную рудоносность и требуют дальнейшего специализированного изучения.

Поисковые признаки для оруденения редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации [3, 44], установленные в пределах прогнозируемого Шибеликского рудного узла: прямые – наличие проявлений редких земель, циркония; присутствие в гранитах шибеликского и риолитоидах куладинского комплексов рудных минералов: циркона, монацита, синхизита, ксенотима, ортита, бастнезита, паризита, тантало-ниобатов; косвенные – развитие натриевого (рибекитовые метасоматиты) и калиевого (калишпатизация, биотитизация) метасоматоза, лито-геохимические потоки рассеяния и точечные геохимические аномалии рудных элементов: циркония, иттрия и элементов спутников (Sn, Be).

Прогнозные ресурсы и содержания редких металлов в нормативных документах приводятся в оксидах. Для оценки средних содержаний и соответствия их промышленным концентрациям, а также для сравнения с содержаниями эталонного объекта, результаты ICP-MS (в г/т) были пересчитаны на оксиды и проценты. В рибекитовых гранитоидах шибеликского комплекса на площади листа содержания варьируют в следующих пределах: $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ – 0,142–0,16 %, ZrO_2 – 0,17–0,20 %, Nb_2O_5 – 0,025–0,031 %, HfO_2 – 0,003–0,004 %. В породах куладинского комплекса на площади листа содержания варьируют в следующих пределах: ZrO_2 – 0,02–0,21 %; HfO_2 – 0,001–0,005 %; Nb_2O_5 – 0,007–0,037 %; $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ – 0,069–0,222 %; среднее содержание ZrO_2 – 0,07 %; HfO_2 – 0,002 %; Nb_2O_5 – 0,015 %; Ta_2O_5 – 0,001 %; $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ – 0,107 %.

Оценка прогнозных ресурсов категории Р₃ произведена методом аналогии. В качестве эталонного объекта выбран Улугтанзек-Баянкольский редкоземельно-редкометалльно-нефелинорудный узел с редкометалльным месторождением Улуг-Танзек (Тыва), локализованным в рибекитовых гранитах [35]. Прогнозные ресурсы для Шибеликского прогнозируемого рудного узла составили: $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ – 57,6 тыс. т, ZrO_2 – 344 тыс. т (прил. 4). Удельная продуктивность рудного узла приведена в приложении 6; баланс ресурсов по результатам работ – в приложении 7.

При проведении ГДП-200 в пределах Шибеликского прогнозируемого рудного узла (южная часть, лист М-45-XIV) впервые выявлена золото-порфировая формация. На площади установлены 6 проявлений и 17 пунктов минерализации золота. Часто аномальные содержания золота отмечаются в комплексе с высокими концентрациями Nb, Sn, Be; анализ на РЗЭ (ICP-MS) на золоторудных объектах не проводился. Установлены содержания (г/т): Nb – 50–300, Sn – 10–12, Be – 4–10.

На проявлениях выделяются зоны субмеридионального простирания, выраженные сочетанием окварцевания, пиритизации (лимонитизации), серицитизации и биотитизации, реже – калишпатизации, карбонатизации или хлоритизации пород. Чаще участки развития гидротермально-метасоматических образований не оконтурены, в связи с региональными масштабами проводимых работ. Ряд проявлений формации приурочен к зонам и локальным участкам изменений в осадочно-вулканогенных отложениях куладинской свиты и комагматичным субвулканическим образованиям. Мощность зон по маршрутам – 50–400 м, установленные содержания золота и элементов-спутников (г/т): Au – 0,15–0,7; Hg – 0,9–6; Sb – 3,5–3,8; As – до 150. В пробе-протопочке выявлены: пирит, золото, халькопирит, халькозин, малахит, висмутин, бисмутит. Непосредственно в телах рибекитовых гранитов шибеликского комплекса, в т. ч. и в проявлениях TR, Zr установлены содержания (г/т): Au – 0,2–0,4. Пункты минерализации золота также приурочены к субвулканическим образованиям куладинского комплекса с вышеописанными изменениями.

Косвенными признаками золотого оруденения в прогнозируемом Шибеликском рудном узле являются потоки рассеяния золота и элементов-спутников. Так, по р. Каракол установлен комплексный поток рассеяния с повышенными концентрациями Zr, Au, Be (Zr – 130 г/т, Be –

3,5 г/т, Au – 0,022 г/т); по р. Аккем – поток рассеяния золота с содержанием 0,034 г/т.

Таким образом, Шибеликский рудный узел является перспективным для выявления редкоземельного и редкометалльного оруденения редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации, геолого-промышленного типа редкометалльных щелочных гранитов и сопровождающих их метасоматитов. В пределах Шибеликского рудного узла рекомендуются поисковые работы второй очереди с обязательной опережающей аэрогамма-съемкой масштаба 1 : 25 000 и шлиховым опробованием. Кроме того, оруденение золото-порфировой формации, связанное с теми же магматическими комплексами, что и редкометалльно-редкоземельное оруденение, может иметь значение в качестве попутного компонента в комплексных редкометалльно-редкоземельных рудах.

КОРГОНО-ТЕРЕХТИНСКАЯ ЗОЛОТО-МАРГАНЦЕВО-ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Коргоно-Терехтинская минерагеническая зона (2 Fe, Mn, Au/D₁₋₂) охватывает тектонические блоки метаморфических образований Коргоно-Терехтинской СФЗ и наложенные девонские прогибы и грабены в этой области. Характерные для минерагенической зоны скарновые и гидротермально-метасоматические железные руды, а также приразломных эпитеермальные месторождения и проявления кобальта, скандия и золота на площади листа не установлены.

В пределах минерагенической зоны выявлены единичные проявления и пункты минерализации медно-кварцевой жильной, золото-кварцевой малосульфидной формаций, связанные с гранитоидными интрузиями и дайками катандинского комплекса. В телах серпентинитов, расположенных в южной части минерагенической зоны, известны проявления асбеста, не имеющие промышленного значения. При заверке на местности потоков рассеяния золота низкой концентрации, выявленные при ОГХР-200 [199], рудная минерализация не установлена.

МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МОЛИБДЕНОВО-ВОЛЬФРАМОВОРУДНАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Монголо-Алтайская минерагеническая область (3 W, Mo, Ta, Li/D₁₋₂) имеет разнообразную минерагеническую специализацию и представлена на изученной площади северной частью, охватывающей фрагменты Коргоно-Терехтинской и Холзуно-Чуйской СФЗ. В пределах минерагенической области выделяется Холодно-Гольцовский прогнозируемый молибденово-вольфрамовый рудный узел, включающий проявления и пункты минерализации вольфрама, молибдена и золота.

Прогнозируемый Холодно-Гольцовский молибденово-вольфрамовый рудный узел (3.0.1 W, Mo) на севере и западе ограничен зоной Южно-Терехтинского разлома, на юге и на востоке – продолжается на смежные листы. Рудный узел сложен кембрийскими отложениями сугашской и катунской свит, прорванных крупными интрузиями гранитоидов и диоритов, с которыми и связано имеющееся гидротермальное оруденение. Площадь рудного узла составляет 517 км². В пределах прогнозируемого узла выделяется оруденение вольфрам-молибденовой грейзеновой, золото-кварцевой малосульфидной и золото-шеелит-кварцевой формаций.

Вольфрам-молибденовая грейзеновая формация в пределах прогнозируемого рудного узла представлена Холодно-Гольцовским проявлением Mo, W, Au (IV-3-33) и двумя пунктами минерализации. Проявление и пункты минерализации приурочены к эндоконтактной зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива катандинского комплекса. Рудными телами являются протяженные маломощные кварцевые и мусковит-кварцевые жилы с окварцованными и грейзенизированными приконтактовыми частями. При ревизии проявления в мусковит-кварцевых жилах и грейзенизированных гранитах и гранодиоритах с сульфидами установлены высокие концентрации золота, ртути, висмута, серебра. Проявление золото-шеелит-кварцевой формации (IV-3-36) размещается в гранодиоритах Холодно-Гольцовского массива, пронизанных кварцевыми жилами. Как сами жилы, так и контакты гранодиоритов с жилами обогащены сульфидами и содержат высокие концентрации Au, W, Mo, Bi. Пункты вольфрамовой и молибден-вольфрамовой минерализации установлены в экзо- и эндоконтактной зоне Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Здесь в кварцевых жилах с богатой шеелитовой минерализацией отмечается сульфидная минерализация Mo, Bi (Mo – до 300 г/т, Bi – до 1000 г/т).

Прямым поисковым признаком вольфрамового оруденения служит шлиховой ореол шеелита с содержанием – 1–100 знаков, редко – до 1 г/т; площадью – 15,3 км², приуроченный к гранитоидам катандинского комплекса. Косвенными поисковыми признаками являются два потока рас-

сеяния W в бассейне р. Бол. Окол, по р. Бол. Сугаш, рр. Проездная Мульта и Крепкая, протяженностью – 5,6–7,4 км.

Золото-кварцевая малосульфидная формация представлена Егоровским проявлением (IV-4-7) и 9 пунктами минерализации золота. Рудоносными являются крутопадающие кварцевые жилы север-северо-западного направления, зоны окварцевания и карбонатизации среди терригенных отложений сугашской свиты, в дайках аплитов, микродиоритов и габбродиорит-порфириров катандинского комплекса. Рудная минерализация, представлена редкими гнездами и вкрапленностью сульфидов.

Прямым поисковым признаком служит известное в 1930-х годах по р. Проездная Мульта и р. Крепкая россыпепроявление Au с содержанием золота до 0,39 г/м³. Косвенными поисковыми признаками являются три комплексных первичных геохимических ореола с высокими концентрациями золота, ртути, меди и серебра. Один выявлен в отложениях сугашской свиты, прорванных диорит-порфиритами катандинского комплекса (IV-3-17), второй – в ороговикованной экзоконтактовой части Большесугашского массива катандинского комплекса (IV-3-26). Третий приурочен к зонам гидротермального изменения на контакте Холодно-Гольцовского гранитоидного массива, где в 12 пробах установлены высокие концентрации Au (до 0,9 г/т) и Hg (до 2 422 г/т), и средние концентрации Ag (до 100 г/т). Кроме того, по р. Бол. Сугаш и его правому притоку выявлены 4 геохимических потока рассеяния золота низкого уровня концентрации, протяженностью – 3,7–4 км.

К косвенным поисковым признакам золото-кварцевой малосульфидной формации можно отнести проявления и пункты минерализации элементов-спутников гидротермального генезиса. Так, известны два пункта минерализации медно-кварцевой жильной формации, приуроченных к кварцевым прожилкам и линзам, зонам окварцевания, гранитизации и сульфидизации терригенно-вулканогенных образований сугашской свиты. Пункт минерализации висмута установлен в экзоконтактовой ороговикованной зоне гранитоидного массива, пронизанной кварцевыми жилами с вкрапленностью висмутита, молибденита, пирита.

В рудном узле выявлены первичные геохимические ореолы элементов-спутников золота с высокой концентрацией: ореол меди в зоне дробления ороговикованных песчаников; ореол ртути в зоне гидротермального изменения контакта Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Кроме того, установлены 3 потока рассеяния свинца по р. Бол. Окол и его правому притоку; по р. Проездная Мульта выявлен поток рассеяния висмута.

Для расчета прогнозных ресурсов вольфрама и молибдена методом аналогии в качестве эталонного объекта выбран Калгутинский редкометалльно-молибденово-вольфрамовый рудный узел (Горный Алтай) с Калгутинским месторождением (на 01.01.2014 г.) [33, 152, 181, 206, 207]. Прогнозные ресурсы категории P₃ прогнозируемого Холодно-Гольцовского молибденово-вольфрамового рудного узла составляют WO₃ – 20 550 т, Mo – 1 202 т (прил. 4).

Таким образом, известное на площади молибден-вольфрамовое оруденение оценивается как неперспективное для выявления месторождения. Отрицательными факторами является принадлежность рудогенерирующих гранитоидов к мафически-салической формации, в отличие от рудоносных салических формаций, слабое развитие полнопроявленных процессов грейзенизации, характерных для эталонного объекта вольфрам-молибденовой грейзеновой формации, отсутствием главного рудного минерала – вольфрамита. В пределах рудного узла возможно проведение поисковых работ третьей очереди на вольфрам, молибден и золото.

Рассмотренные закономерности размещения полезных ископаемых площади листа М-45-ХIV указывают на то, что в пределах изученной территории имеются перспективы на открытие месторождений комплексных редкометалльно-редкоземельных (TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Au) руд в пределах прогнозируемого Шибеликского рудного узла, золоторудных и полиметаллических – в пределах Улютинско-Кастахтинского рудного узла. На неметаллические полезные ископаемые (регионального значения), в частности на песчано-гравийные смеси, перспективна Уймонская кайнозойская наложенная впадина в Монголо-Алтайской минерагенической области.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа М-45-ХІV располагается в пределах Горно-Алтайской системы гидрогеологических массивов Алтае-Саянской гидрогеологической области, включая Уймонский межгорный артезианский бассейн [34].

В геологическом строении района принимают участие литифицированные образования с общим возрастным диапазоном от кембрия до кайнозоя. По условиям циркуляции подземные воды территории разделяются на поровые, залегающие в рыхлых отложениях четвертичного возраста, и трещинные, приуроченные к разнообразным трещиноватым скальным породам палеозойского возраста.

Распространение, питание и дренаж подземных вод зависит от физико-географических и геологических условий, которые в изученном районе определяются средне- и высокогорным рельефом и сложным геологическим строением. Подземные воды описываемой территории, как и всего Горного Алтая, образуются за счет фильтрации вод, связанных с атмосферными осадками и таянием снега и ледников, в пористые и трещиноватые породы. Эти факторы создают благоприятные условия для формирования подземных питьевых вод высокого качества, но сильная расчлененность рельефа, большое количество глубоко врезанных долин, служащих естественным дренажом, препятствуют их накоплению.

Общая гидродинамическая схема движения подземных вод района выглядит следующим образом. Атмосферные осадки, фильтрующиеся в верхнюю трещиноватую зону скальных пород, формируют подземный поток, направление движения которого совпадает с уклоном рельефа местности. В пониженных частях рельефа часть потока выходит в виде нисходящих родников, из которых вытекают ручьи. Вниз по склону расходы водотоков резко увеличиваются, что говорит об интенсивном питании их подземными водами. Оставшаяся часть подземного потока движется вниз, разгружаясь в аллювиальные отложения рек [158, 178].

По условиям залегания, литологическому составу, степени метаморфизма и геологическому возрасту водовмещающих пород на территории выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

- водоносный горизонт современных верхненеоплейстоцен–голоценовых аллювиальных и озерных отложений (aQ_{III-n});
- относительно водоупорный горизонт спорадического распространения средненеоплейстоцен–голоценовых аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-ледниковых, ледниковых, флювиогляциальных отложений ($арQ_{II-n}$);
- водоносная девонская зона трещиноватости терригенно-вулканогенных и интрузивных пород (D_{1-3});
- водоносная позднеордовикско–раннедевонская зона трещиноватости (O_3-D_1);
- водоносная раннеордовикская зона трещиноватости метаморфических пород ($PR_2(O_1)$);
- водоносная среднекембрийско–позднеордовикская зона трещиноватости (C_2-O_3);
- водоносная атдабан–амгинская зона трещиноватости (C_{1-2});
- трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Водоносный горизонт современных верхненеоплейстоцен–голоценовых аллювиальных и озерных отложений (aQ_{III-n}) распространен в долинах крупных рек (Катунь, Кокса) и их притоков в Уймонской межгорной котловине. Водовмещающими породами аллювиальных отложений являются переслаивающиеся и взаимозамещающиеся галечники и пески с валунами, реже с супесчаным заполнителем, имеющие невыдержанную мощность. Залегают они обычно на небольшой глубине 1,5–5 м – в колодцах и до 70 м – в скважинах.

Скважина колонкового бурения № 12 пройдена на восточной окраине Абайской котловины, вскрывает под слоем супесей на глубине 1,5 м мощную толщу гравийно-галечниковых отложений с песчаным и супесчаным заполнителем, валунами и прослоями песков, обводненностью с глубины 11,9 м. Вскрытая мощность обводненных отложений в Абайской котловине 89,3 м,

полная – превышает 100 м. Глубина залегания грунтовых вод зависит от высоты вмещающих их террас и на большей части территории не превышает 6–10 м, в Абайской и Уймонской степях и на высоких террасах р. Катунь достигает 10–20 м. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков при активном участии подземных вод смежных водоносных горизонтов, а в паводки – и поверхностных вод. По составу воды пресные, от мягких до умеренно жестких $0,15\text{--}7,4\text{ г/дм}^3$, гидрокарбонатно-кальциевого (магниево-кальциевого) типа. Водообильность горизонта характеризуется производительностью скважин $0,2\text{--}6,6\text{ дм}^3/\text{с}$. Производительность колодцев обычно не превышает $0,6\text{ дм}^3/\text{с}$, дебиты родников – $1,2\text{--}9,0\text{ дм}^3/\text{с}$. Рядом с селом Горбуново в пойме р. Катунь из аллювиальных отложений выходит нисходящий источник № 26 гидрокарбонатного магниево-кальциевого типа с дебитом $9\text{ дм}^3/\text{с}$, минерализацией – $0,15\text{ г/дм}^3$, pH – 7,1, температурой – $6\text{ }^\circ\text{C}$. На поверхности пойм и в тыловых частях низких надпойменных террас подземные воды часто выходят на поверхность, образуя заболоченные участки [167, 178].

Преобладание в составе водовмещающих пород грубообломочного хорошо промытого материала, большие скорости фильтрации подземных вод обуславливают их высокое качество и значительную водообильность пород. Аллювиальные отложения каптированы скважинами и колодцами в селах: Абай, Амур, Тюгюрюк, Усть-Кокса, Кайтанак, Огневка, Верхний Уймон и Нижний Уймон, Гагарка, Октябрьское, Тихонькая и т. д.). Воды используются для бытовых нужд населения и сельского хозяйства [153, 154, 158, 175, 176, 178].

Скважина колонкового бурения № 22, пройденная в центральной части Уймонской впадины, вскрывает мощную толщу озерных отложений, представленных переслаиванием гравийников и галечников с подчиненными маломощными ($0,5\text{--}4,5\text{ м}$) прослоями песков, суглинков, супесей. Вскрытая мощность водоносных пород – $64,4\text{ м}$, полная мощность – до $140\text{--}180\text{ м}$. Вода в скважине появилась и установилась на глубине $18,6\text{ м}$ [178].

Наряду с подземным притоком со стороны горного обрамления, большое значение в питании подземных вод имеет инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод. Разгрузка подземных вод осуществляется путем дренирования речной сетью и подземным стоком в современные аллювиальные отложения. Скорости фильтрации подземного потока не превышают $1\text{--}2\text{ м/сут}$ [158].

По химическому составу воды озерных отложений пресные, умеренно жесткие с минерализацией $0,1\text{--}0,3\text{ г/дм}^3$ и общей жесткостью – $2,7\text{--}6,7\text{ мг-экв/дм}^3$, гидрокарбонатного кальциевого типа. Производительность скважины № 22 составила $1,54\text{ дм}^3/\text{с}$, при понижении уровня – $0,9\text{ м}$, удельный дебит – $1,7\text{ дм}^3/\text{с}$. Дебиты родников, выходящих в глубоких промоинах и в уступе озерной равнины, составляют – $0,2\text{--}0,87\text{ дм}^3/\text{с}$. Подземные воды озерных отложений имеют хорошее качество и достаточную водообильность, используются для водоснабжения населения [178].

Относительно водоупорный горизонт спорадического распространения среднеледникового голоценовых аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-ледниковых, ледниковых, флювиогляциальных отложений (арQ_{II-n}). Делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения спорадически распространены в горной части района, в нижних частях склонов. Водовмещающими породами являются суглинки и супеси со значительным содержанием (до 30–40 %) грубообломочного щебнистого материала, иногда залегающего в виде отдельных линз и прослоев, и валунно-галечниковые отложения. Первые из них имеют, вероятно, делювиально-пролювиальный генезис, а вторые – аллювиальный (аллювиально-пролювиальный). Мощность водоносных пород не выдержана и резко изменяется от нескольких метров на склонах до 6–98 и более метров в нижних частях обширных делювиально-пролювиальных шлейфов. В долине р. Кокса – $18\text{--}32\text{ м}$, в долине р. Катунь – $12\text{--}26\text{ м}$, в северном борту Уймонской котловины – $24\text{--}98\text{ м}$ [178].

Воды безнапорные, в пониженных частях шлейфов часто выходят на поверхность в виде нисходящих малобитных родников. В отдельных линзах и прослоях грубообломочного материала с резко повышенной водопроницаемостью подземные воды могут обладать местным напором величиной до 2–5 м. Основное питание подземных вод осуществляется за счет подземного стока из зоны открытой трещиноватости скальных пород. Инфильтрационное питание имеет небольшое значение и, большей частью, практически отсутствует. Дренируются скальные породы родниками или подземным стоком в аллювиальные, флювиогляциальные или озерные отложения четвертичного возраста. Направление потока подземных вод совпадает с уклоном рельефа местности. Скорость фильтрации до $0,2\text{--}0,5\text{ м/сут}$. Режим подземных вод тесно связан с колебаниями уровней подземных вод зоны выветривания скальных пород и определяется метеорологическими факторами. Резкий подъем уровней отмечается в период весеннего снеготаяния, когда наиболее интенсивен подземный поток из трещиноватых скальных пород

[158, 178].

Низкие скорости фильтрации, замедленный водообмен и интенсивное испарение с зеркала грунтовых вод обуславливают несколько повышенную минерализацию. По составу воды пресные от мягких до жестких с минерализацией 0,2–0,8 г/дм³ и общей жесткостью 1,5–5,5 мг-экв/дм³, гидрокарбонатного кальциевого (иногда магниевового) типа, нормальнощелочные. Преобладание в составе водовмещающих пород слабофильтрующих суглинков и супесей определяет низкую водообильность делювиально-пролювиальных отложений. Дебиты родников варьируют в пределах 0,1–2,4 г/дм³. Часты выходы подземных вод в виде ручьев, мочажин, пластовых высачиваний и заболачиваний вдоль подножья делювиальных шлейфов. В силу спорадического распространения, малой мощности и низкой водообильности отложений грунтовые воды, выходящие на поверхность в виде родников, используются для питьевого водоснабжения мелких хозяйств. Делювиально-пролювиальные отложения каптированы скважиной № 10 в селе Талда. Скважиной вскрыты: 15 м – глины желтые с включениями щебня и мелких валунов; 15–20 м – обломочный материал сланцев и песчаников с глинистым заполнителем; 20–36 м – крупные обломки окварцованных песчаников и сланцев; 36–43,5 м – глины желто-бурые с гравием; 49,5 м – песчаники трещиноватые известковистые водоносные; 50 м – глины со щебнем известковистые. Глубина скважины – 70 м, дебит – 2,0 дм³/с. Воды делювиально-пролювиальных отложений используются местным населением для питьевого водоснабжения и хозяйственных нужд. Аллювиально-пролювиальные отложения каптируются скважиной № 20 в селе Чендек. Глубина скважины – 35 м, дебит – 2,0 дм³/с [167, 178].

По долинам рек Каракол, Мульта и др. распространены водопроницаемые, но практически безводные флювиогляциальные галечники, гравийники, пески, слагающие высокие, преимущественно цокольные, полностью сдренированные террасы. Мощность безводных отложений обычно не превышает 30–40 м [178].

В высокогорной части района, в верховьях рек Улюта, Малый и Большой Ильгумень, Мульта, Маргала с поверхности залегают среднечетвертичные ледниковые отложения, представленные глыбами, валунами, галькой, щебнем, сцементированным суглинистым материалом. Отличаясь очень плотным сложением, ледниковые отложения характеризуются весьма низкими фильтрационными свойствами и являются практически водоупорными. Мощность ледниковых практически водонепроницаемых отложений достигает 30–100 м. [158, 178].

Родники, выходящие в долинах, днища которых выполнены ледниковыми отложениями, расположены выше линии причленения морены к коренным склонам и, как правило, имеют слабо восходящий характер, что говорит о том, что ледниковые отложения являются водоупорным баром, вызывающим восходящее движение подземных вод. Водоупорный характер ледниковых отложений подтверждает большое количество мелких озер, разбросанных по поверхности морены и находящихся гипсометрически на резко различных уровнях [178].

В районе развития многолетней мерзлоты распространены подземные воды типа верховодки, приуроченные к слою сезонного оттаивания; они распространяются на участках свыше 1 600 м. Вследствие процессов промерзания и оттаивания в многолетнемерзлых породах происходит рост бугров пучения, наледей, развитие термокарста, образование болот (Тюгюрюкское, Юстикское, Маргалинское, Бирюксинское и множество мелких).

Водоносная девонская зона трещиноватости терригенно-вулканогенных и интрузивных пород (D₁₋₃) распространена в северо-восточной, юго-западной части рассматриваемой территории. Водоносными являются терригенные толщи холзунской, ергольской, коргонской, онгудайской, курагинской, туэктинской, куладинской свит.

Вулканогенная толща представлена туфами, туфоалевролитами, туфоалевропесчаниками, лавами и лавобрекчиями базальтов, риолитов, риодацитов, дацитов. Терригенную толщу составляют конгломераты, гравелиты, песчаники, известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки.

Интрузивные породы распространены фрагментарно, обнажаясь в виде изометричных незначительных по площади тел. Наиболее крупные интрузивные тела расположены в междуречье рр. Большой и Малый Тюдет, в районе г. Красной и хребта Холодный Белок. Водовмещающими породами являются трещиноватые граниты, гранодиориты, габбро, габбродiorиты. Для интрузивных пород характерна матрацевидная отдельность трещиноватости, быстро затухающая с глубиной. Занимая наиболее возвышенные участки рельефа, интрузивные массивы хорошо сдренированы и слабоводоносны.

Мощность зоны открытой трещиноватости предположительно 100–150 м, глубина залегания грунтовых вод изменяется от 1–6 м в нижних частях склонов до 50–60 м и более – в верхних. Высокие водоразделы часто сдренированы.

По составу воды девонской зоны трещиноватости ультрапресные и пресные, мягкие и очень

мягкие, гидрокарбонатного кальциевого, реже – гидрокарбонатного кальциево-натриевого типа с минерализацией от 0,03 до 0,36 г/дм³ и общей жесткостью – 0,38–3,31 мг-экв/дм³, рН колеблется от 6,4 до 7,4. Большинство родников имеет дебиты 0,01–3,5 дм³/с.

Водообильность этой зоны охарактеризована по родникам. Источники выходят на поверхность по зонам дизъюнктивных нарушений в долинах правых притоков рр. Каирлык, Громотуха, на водоразделах рек Каирлык–Каракол, Сарычмень–Бурундушка и др. (№ 4, 5, 6, 7, 9, 18). Родники обычно нисходящего типа [178].

На рассматриваемой территории подземные воды не используются местным населением.

Водоносная позднеордовикско–раннедевонская зона трещиноватости (O₃–D₁) имеет ограниченное распространение в северо-западной части листа. Водовмещающими породами являются трещиноватые и закарстованные известняки, трещиноватые песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже – конгломераты и гравелиты. Породы сложно переслаиваются между собой, интенсивно дислоцированы и разбиты многочисленными тектоническими нарушениями.

Мощность трещиноватой зоны в зависимости от литологического состава пород варьирует от 20–30 м в расланцованных алевролитах до 150–200 м в известняках. Родники, дренирующие трещинно-карстовые воды, отличаются повышенным дебитом № 1, 2, 8, 11, 16, дебиты их варьируют от 3,0 до 53,4 дм³/с [158, 178].

По составу воды пресные, от очень мягких до умеренно жестких гидрокарбонатного кальциевого типа, с минерализацией 0,1–2,27 г/дм³, общей жесткостью – 0,73–6,86 мг-экв/дм³, рН – 7,2. Несколько повышенная жесткость объясняется присутствием в составе водовмещающих пород значительного количества карстующихся известняков [178].

На рассматриваемой площади воды силурийских отложений не используются населением.

Водоносная раннеордовикская зона трещиноватости метаморфических пород (PR₂(O₁)) широко распространена в центральной части площади. Водовмещающими породами являются трещиноватые метаморфические образования: метапесчаники, метаалевролиты, тела мраморов, кварцитов, метабазитов. Метаморфические образования отличаются интенсивной трещиноватостью, проникающей на глубину 60–80 м. Возвышенные участки рельефа часто полностью сдренированы и обводнены лишь по днищам речных долин с глубины 1–6 м.

По составу воды пресные и ультрапресные, умеренно жесткие гидрокарбонатного кальциевого (магниево-кальциевого), реже – гидрокарбонатного магниевого и гидрокарбонатного натриевого типа с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³, общей жесткостью – 0,4–5 мг/дм³. Дебиты родников № 13, 17, 31, 32, 34 варьируют от 1,0 до 5,0 дм³/с. Родники с дебитами более 10 дм³/с обычно расположены вблизи зон тектонических нарушений, дренируя частично трещинно-жильные воды, или на контактах с интрузивными массивами, где метаморфические породы характеризуются наибольшей трещиноватостью [178].

Подземные воды метаморфических образований раннеордовикского возраста используются для водоснабжения частных хозяйств в виде родников.

Водоносная среднекембрийско–позднеордовикская зона трещиноватости (Є₂–O₃) распространена большей частью в юго-восточной части листа, и менее – в северо-западной. Водовмещающими породами являются трещиноватые слабометаморфизованные терригенные отложения: песчаники, алевролиты с подчиненными прослоями конгломератов, гравелитов. Мощность зоны открытой трещиноватости определяется в 120–150 м, грунтовые воды залегают на глубине от 1–6 м в нижних частях склонов до 50–60 и более метров – в верхних. Максимальная мощность водоносных пород приурочена к днищам речных долин, к водоразделам [178].

Родники, выходящие из среднекембрийско–позднеордовикских отложений (№ 3, 35, 36), как правило, характеризуются дебитом 0,3–5,0 дм³/с. Родники с дебитами более 10 дм³/с приурочены обычно к выходам на поверхность трещиноватых песчаников, стратиграфическим контактам, или расположены вдоль зон тектонических нарушений. По составу воды пресные и ультрапресные гидрокарбонатного кальциевого, магниево-кальциевого, реже – гидрокарбонатного натриевого типа с общей минерализацией от 0,04 до 0,2 г/дм³, общей жесткостью – 0,19–3,3 мг-экв/дм³ [158, 178].

Грунтовые воды, выходящие на поверхность в виде родников, используются для водоснабжения мелких хозяйств отгонного типа.

Водоносная атдабан–амгинская зона трещиноватости (Є₁₋₂) распространена фрагментарно и занимает юго-восточную часть листа, в нее входит сугашская свита. Сложена зона филлитизированными алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, базальтами и андезитами. Мелкие источники, появляющиеся в трещиноватых породах, характеризуют лишь верхнюю зону выветривания коренных пород. Родник № 37, приуроченный к зоне разлома, имеет дебит 11,0 дм³/с, минерализацию – 0,2 г/дм³, температуру – 5,0 °С; гидрокарбонатный кальциевый состав воды. Практического значения атдабан–амгинская зона не представляет.

Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений приурочены к зонам дробления, вытянутым вдоль разломов преимущественно северо-западного направления. Мощность зоны дробления достигает 300–500 м при глубине 1–1,5 км. Отличаясь интенсивной трещиноватостью, зоны дробления дренируют трещинно-грунтовые воды и являются путями стока, а иногда и аккумуляторами подземных вод. К ним приурочено большинство многодебитных (2–45 дм³/с) родников, расположенных часто цепочкой вдоль зон разломов № 2, 5, 8, 9 [26, 158, 167, 178].

По составу трещинно-жильные воды пресные и ультрапресные умеренно жесткие гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-магниевого) типа с минерализацией 0,15–0,4 г/дм³, общей жесткостью – 0,28–5,01 мг-экв/дм³ [178].

В 3 км от села Теректа на территории маральника расположен источник «Ассонов ключ» (№ 17), который связан с зоной тектонического нарушения. Вода источника является слабоминерализованной (0,47 г/дм³), гидрокарбонатной магниево-кальциевой со слабощелочной реакцией водной среды, дебит составляет 5,0 дм³/с; успешно применяется на протяжении многих лет для оздоровления населения [118].

В заключение следует отметить, что на изученной территории населенные пункты сосредоточены в Уймонской и Абайской котловинах, в долинах рр. Катунь и Кокса. Основными источниками питьевого водоснабжения являются подземные воды современных аллювиальных и озерных отложений. Остальные водоносные зоны трещинных вод используются для водоснабжения частных хозяйств или вовсе не используются. Качество подземных вод описано в главе «Эколого-геологическая обстановка».

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Вся территория района исследований принадлежит к горной области Центрального Алтая. В геоморфологическом отношении площадь характеризуется сочетанием средне- и высокогорных хребтов с большими амплитудами высот, расчленена густой сетью глубокооврезанных речных долин и межгорных котловин. Здесь выделяется практически полный набор почвенно-растительных поясов. В целом для данного района свойственны постепенные смены одного пояса другим, наличие переходных по своему характеру поясов, господство их мезафильных вариантов и взаимопроникновение одного пояса в другой [199].

С учетом типов рельефа выделены следующие классы ландшафтов:

1. Высокогорье денудационное с ледниково-криогенными морфоскульптурами и поверхностями древнего выравнивания. Вершины гор гребневидные, склоны крутые и средней крутизны покрыты щебнем и дресвой. Почвы каменистые горно-тундровые, горно-луговые. Растительность тундровая (мохово-лишайниковая, ерниковая) в сочетании с альпийскими лугами.

2. Высокогорье денудационное с ледниково-криогенными морфоскульптурами, поверхностями древнего выравнивания и нагорными террасами. Вершины гор уплощенные (куполообразные), склоны крутые и средней крутизны покрыты щебнем и дресвой. Почвы каменистые горно-тундровые и горно-луговые. Растительность тундровая, альпийско-субальпийская.

3. Среднегорье денудационно-эрозионное, вершины гор уплощенные, склоны крутые и средней крутизны, покрыты щебнем, дресвой и суглинком. Почвы горные мерзлотно-таежные, бурые и серые. Растительность смешанная таежная.

4. Пологонаклонные аккумулятивные поверхности межгорных котловин на ледниково-озерных отложениях, представленных галечниками, гравийниками, песками, алевролитами, глинами алевролитистыми. Растительность степная разнотравно-злаковая на черноземах обыкновенных и горных черноземовидных почвах.

5. Пологонаклонные аккумулятивные ледниково-озерные поверхности. Отложения представлены глинами песчано-алевритистыми, песками глинистыми. Растительность луговая на лугово-болотных почвах.

6. Аккумулятивные болотные поверхности котловин. Отложения представлены торфяниками, илами органоминеральными, глинистыми и песчанистыми, черными, темно-серыми и сизыми. Растительность болотная и лугово-болотная на болотных почвах.

7. Аккумулятивные поверхности пойм, надпойменных террас и аллювиально-пролювиальных шлейфов. Сложены валунами, галькой, песком, суглинками и супесями. Растительность смешанная лесная, степная, луговая и лугово-болотная на аллювиальных почвах.

Высокогорье денудационное с гольцовыми каменистыми, мохово-лишайниковыми, тундровыми, альпийско-субальпийскими ландшафтами занимает самую верхнюю часть пояса, расположено на высотах от 2 000 до 2 792 м. Прослеживается по гребневидным вершинам гор Теректинского хребта, отрогам Катунского хребта. Отличительной чертой высокогорья является повсеместное распространение ледниковых форм рельефа – каров, цирков, трогов. Низкое положение местных базисов денудации определило глубокое расчленение и большую крутизну склонов. Интенсивное развитие склоновых процессов обусловило формирование осыпных конусов, обрамляющих подножие склонов, а процессы десерпции и солифлюкции – возникновение каменных морей, потоков и псевдотеррас [199].

К этому типу рельефа приурочено развитие горно-арктических, горно-тундровых, горно-тундровых торфянистых и горно-луговых почв на каменистых дресвяно-щебнистых отложениях. В верхнем нивальном поясе, незначительном по площади, где практически не сформированы даже примитивные почвы, развит тундровый каменистый ландшафт на горных арктических почвах. Здесь полностью отсутствует растительность, за исключением лишайников и редких мхов. Ниже выделяются тундровые ландшафты в сочетании с альпийскими луговинами на горно-тундровых и горно-луговых почвах. Наибольшие площади в высокогорном поясе занимают

тундры, представленные мохово-лишайниковыми, кустарниковыми и каменистыми формациями. Мохово-лишайниковые тундры по соотношению основных групп растений подразделяются на моховые и лишайниковые: моховые предпочитают более влажные местообитания, а лишайниковые – сухие и щебнистые. Значительные площади здесь занимают ерники (кустарники) из березки, ивы, можжевельника. Флора не отличается большим разнообразием видов, произрастает на горно-тундровых почвах. Тундровый пояс сменяют альпийские луга, сформированные на горно-луговых почвах. Растительность представлена крупнотравными альпийскими лугами, часты заросли ив, пустошные луга с кобрезией. Представители флоры: касатик тигровый, кандык сибирский, маралий корень, ревень алтайский, кровохлебка Азовцева, фиалка алтайская и др. [199].

Высокогорье денудационное с поверхностями древнего выравнивания в сочетании с ледниковыми морфоскульптурами и уплощенными вершинами распространено по северо-восточным отрогам Теректинского хребта, на хребтах Ак-Тайга, Каменный Белок, Камза, Мяконький; г. Красная, г. Яну, г. Аксас и занимает высоты от 2 000 до 2 480 м. Смена ландшафтов происходит более плавно из-за нагорных террас и более пологих склонов. Здесь нивальный пояс занимает наименьшие площади, приурочен к отдельным высоткам и скалистым уступам с многочисленными циркообразными впадинами, в которых нередко располагаются озера. На нагорных террасах и выположенных поверхностях формируются тундровые, альпийско-субальпийские ландшафты на горных тундровых и горных луговых почвах. Представители флоры не отличаются от вышеописанных в высокогорье с гребневидными вершинами. В субальпийском поясе помимо лугов появляются кустарники и представители таежного пояса – кедр.

Среднегорье денудационно-эрозионное с уплощенными вершинами таежной растительностью занимает большую часть территории. Таежные лесные ландшафты, распространены в денудационно-эрозионном, сильно расчлененном среднегорье, развиты на делювиально-коллювиальных, пролювиальных отложениях, представленных дресвяно-щебнисто-суглинистым материалом, занимают высоты от 1 200 до 2 000 м. Таежный пояс развит в долинах и на склонах разной крутизны и экспозиции. Ландшафты характеризуются избыточным увлажнением (600–1 000 мм/год). Позиция склона и климатические инверсии привели к формированию различных сочетаний флористических сообществ, почвенных покровов. Таежно-лесные ландшафты формируются на мерзлотно-таежных, бурых и серых почвах. Основные лесообразующие породы – кедр сибирский, лиственница сибирская, пихта сибирская, сосна обыкновенная и ель сибирская. Из лиственничных пород распространены береза бородавчатая и пушистая, осина. Кедровые леса занимают лишь верхнюю часть лесного пояса, представлены в сочетании с мохово-кустарниковой, разнотравной формациями. Северные и северо-западные склоны отличаются наибольшей влажностью, здесь преобладают лиственничные леса с редкими включениями ели и кедра. На южных пологих склонах, подгорных шлейфах и по долинам рек формируются разреженные светлехвойные лиственничные леса паркового типа с богатым и разнообразным травяным покровом, незначительной примесью березы и негустым кустарниковым подлеском [199].

Пологонаклонные аккумулятивные поверхности межгорных котловин со степными ландшафтами распространены в Уймонской и Абайской межгорных впадинах. Почвы горные черноземные и черноземы обыкновенные сформировались на мощных ледниково-озерных отложениях представленных галечниками, гравийниками, песками, алевритами и глинами алевритистыми. Типичными растениями степи являются: серповидная люцерна, типчак, тонконог. Также распространены растения из семейств: полынных, злаковых, тимьянниковых, таволговых и др. В Абайской степи низкая трава образует плотный дерн, встречается эдельвейс. Уймонская и Абайская степи частично распаханы, поэтому в настоящее время представляют техногенный агроландшафт [199].

Пологонаклонные аккумулятивные ледниково-озерные поверхности с луговыми ландшафтами распространены по долинам рек Меновая, Озерная Бирюкса, Красная Бирюкса, по притокам р. Тюгюрюк. Ландшафт формируется на глинистых песчано-алевритистых и песчано-глинистых отложениях. Растительные сообщества представлены гидроморфными видами: осоками, хвощем, кукольником, зонтичными, брусникой, черникой и др.

Аккумулятивные болотные поверхности котловин с болотными ландшафтами распространены в Тюгюрюкской котловине, верховье рр. Юстик, Быстрая Бирюкса, Маргала.

Болота относятся к низинному типу, обязаны своим существованием избыточному увлажнению, температурным инверсиям, барьерному эффекту горных хребтов, значительному промерзанию грунта. Образовались болота благодаря зарастанию и заиливанию озер, отложения представлены торфяниками, илами органо-минеральными глинистыми и песчанистыми, черными, темно-серыми и сизыми. Отличительной чертой низинных болот являются обширные кочкар-

ники. Растительные сообщества представлены мхами, осоками, хвощем, брусникой, черникой и др. [199]. Доминантом растительного покрова на болотах выступает сибирка алтайская. Это двудомный кустарник высотой 15–60 см из семейства розоцветных, внесенный в Красную книгу Республики Алтай [55]. Также встречаются лиственницы, пихты.

Самым крупным болотом Республики Алтай, является Тюгюрюкское болото. Оно расположено на северо-западе исследованной территории на высоте 1 520 м над уровнем моря, его площадь составляет 87 км².

Аккумулятивная поверхность пойм, надпойменных террас и аллювиально-пролювиальных шлейфов с лесными, степными, лесостепными, луговыми и лугово-болотными ландшафтами распространены по долинам рек Катунь, Кокса, Каирлык, Мульта, Сугаш, Черный Сугаш и их притокам. Ландшафты сформировались на валунно-галечниковых, гравийных, песчаных, суглинистых, супесчаных, торфяных с болотными глинами отложениях. Низкая пойма занята высокотравными луговыми ландшафтами, заболоченные участки покрыты кочкарником, растительность представлена гидроморфными видами (осока, зонтичные, хвощи, кукольник и др.). На высоких террасах появляются лиственничные леса, в их состав входят береза, ива, тополь, осина, рябина, черемуха и др. Там, где долины водотоков смешиваются со степным поясом, формируются разнотравно-злаковые луга. Так, в Уймонской степи низкие террасы р. Катунь заняты разнотравно-злаковым покровом, высокие террасы и прилавки – сухой горной степью. На мощных аллювиально-пролювиальных шлейфах левых притоков рек Катунь и Кокса (рр. Аюлу, Башталинка, Кастахта, Курунда, Теректа, Чендек) произрастают низкорослые березы, ивы и разные кустарниковые. Лесостепной ландшафт распространен фрагментарно, занимает незначительные площади. Он связан с возрастающей пересеченностью местности и появлением на северных склонах хребтов лесных фитоценозов. Флористические особенности заключаются в сочетании степной и лесной растительности. Помимо лиственницы лесной элемент составляют береза, кустарники кизильника татарского, караганы, черемухи, шиповника, жимолости, барбариса и др. Степная растительность представлена формациями луговых степей: герань, чина луговая, мятлик, ирис, володушка, ветреница и др. [199].

Выделенные ландшафтные подразделения **геодинамически** – средней устойчивости, а **геохимически** – устойчивые, средней устойчивости и малоустойчивые.

На исследуемой территории имеют развитие следующие **экзогенные процессы**.

Гравитационные процессы. В альпийском поясе в пределах Катунского, Теректинского, Холзунского высокогорных хребтов широко развиты обвалы, камнепады, лавины, обвало-оползни. Весной, когда идет интенсивное снеготаяние, рушатся ветровые надувы и снежные корзины, сходят мощные снежные лавины, способные сделать прочесы в лесу. На крупных участках склонов долины р. Катунь и ее притоков широко развиты оползневые процессы [99, 162].

Геокриологические процессы. В высокогорных районах развития островной многолетней мерзлоты получили широкое распространение криогенные и солифлюкционные процессы, приводящие к образованию нагорных террас, курумов, каменных потоков, бугров криогенного пучения, термокарстовых западин, солифлюкционных террас и оплывин [99, 162].

Экзогенные процессы, связанные с действием подземных вод. В местах, где близко к поверхности залегают грунтовые воды, развитые на водоупорных и слабопроницаемых породах (значительное промерзание грунта и избыточное увлажнение), приводят к заболачиванию. Крупными болотными массивами на площади являются: Тюгюрюкское, Юстикское, Маргалинское, Бирюксинское [162, 175].

Водно-гравитационные процессы. Широко развитая гидрографическая сеть, обилие выпадающих осадков и активное снеготаяние способствуют образованию промоин, эрозионных ложбин, ведут к росту оврагов, размыву берегов рек. Паводковые явления вызывают обрушение и оползание берегов. Так, по данным геологического мониторинга природной среды за 20-летний период, деградация береговой линии реки Катунь на наблюдательных постах составила:

1) село Мараловодка, левый берег р. Катунь, деградация береговой линии в сторону автодороги Мараловодка–Усть-Кокса составила 50–100 м, скорость эрозии в среднем 2,6 м/год.

2) село Огневка, на левом берегу реки, деградация берега составила 70–150 м, средняя скорость эрозии 3,7–5,3 м/год.

3) село Октябрьское, деградация берега составила 100–350 м, средняя скорость эрозии достигает 5,3–10,5 м/год.

Активность процесса оценивается как сильная и средняя. Эрозионная ситуация оценивается как опасная, в зоне негативного влияния находятся сенокосные угодья, дорога, окраины сел [162].

Эндогенные геологические процессы. Сейсмичность территории Республики Алтай в соответствии с картами ОСР-97 соответствуют 8–9 баллам шкалы МСК-64 при среднем периоде

совопторения такой силы 500 лет. Такой уровень сейсмичности говорит о большой вероятности возникновения в республике катастрофических землетрясений с большой силой разрушения. Госстрой России принял и ввел в действие Изменение № 5 в СНиП II-7-81 «Строительство в сейсмических районах», в котором сейсмическая опасность селитебных территорий Республики Алтай возросла на 2–3 балла. Селитебные территории Усть-Коксинского административного района по новой классификации имеют расчетную сейсмическую интенсивность 8–9 баллов [162].

Современные экзогенные процессы в Уймонской и Абайской степях, расширения долин рек Катунь и Кокса являются антропогенно обусловленными. Здесь сплошная распашка днища долин и пологих склонов, неумеренный выпас скота в районах населенных пунктов активизируют эрозию почв, а интенсивность плоскостного смыва возрастает в несколько раз [99].

Населенные пункты в пределах Уймонской степи соединены грунтовыми дорогами. Для проведения дорожно-ремонтных и строительных работ вдоль трасс расположены карьеры по добыче глины (Верхне-Уймонское), щебня, гравийно-галечных отложений (Горбуновское, Нижне-Уймонское). Разработка карьеров ведет к изменению ландшафтов. Экологически неблагоприятными являются заброшенные карьеры, которые в настоящее время используются под свалки. Также на территории каждого населенного пункта расположены свалки, которые чаще всего не имеют ограждения и расположены близко к водотоку. Свалки являются источниками загрязнения почв и воды металлами, синтетическими и органическими веществами, способствуют переносу инфекционных заболеваний.

Население территории Республики испытывает воздействие космического излучения, которое зависит от высоты и широты местности. Мощность эквивалентной дозы космического излучения для разных абсолютных высот оценивается: среднегорье – 2,75 мЗ/год, высокогорье – 3,35 мЗ/год. Суммарная доза для описываемой территории составляет 2,75 мЗ/год (Усть-Коксинский район). Предельная годовая радиационная доза для населения 5 мЗ/год [162].

В районе сел Кастахта, Гагарка, Полеводка, Горбуново, Верхний Уймон, которые представлены техногенными ландшафтами, выявлены единичные точки № 5, 7, 8, 10, 11 с минимальным уровнем загрязнения компонентами ракетного топлива НДМГ в почвенном горизонте (S). Концентрации загрязнения им не превышают ПДК (1 мг/кг), изменяются в пределах от 0,057 до 0,60 мг/кг. Характер загрязнения остаточный, вызван последствиями воздействия ракетно-космической техники [174, 201].

Большая часть площади листа М-45-ХIV имеет *благоприятную экологическую ситуацию*, уровень природного геохимического загрязнения не превышает 8 ПДК.

Территории *удовлетворительного состояния* геологической среды для проживания населения расположены в пределах котловин и речных долин, не превышают 16 ПДК. Единичные точки с техногенными загрязнениями в районе поселков имеют минимальный уровень и носят остаточный характер – не превышают 1 ПДК; рудогенное загрязнение – не превышает 32 ПДК [199].

Территории *напряженного экологического состояния* характеризуются средним уровнем загрязнения (не превышает 32 ПДК), характер загрязнения постоянный, его происхождение связано в основном с проявлениями рудной минерализации в Ильинско-Урскульской золото-полиметаллической рудоносной зоне и Холодно-Гольцовском молибденово-вольфрамовом рудном узле. Они располагаются в труднодоступных местах, где нет населенных пунктов [199].

Качественный состав поверхностных вод подчиняется климатической и высотной зональности и имеет гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый состав. По уровню минерализации воды варьируют от ультрапресных до пресных, по жесткости – от мягких до жестких. Все потребляемые подземные воды в целом пресные, гидрокарбонатные со смешанным катионным составом, умеренно- и среднежесткие с минерализацией от 0,02 до 1,2 г/дм³. Качественный состав используемых подземных вод определяется их природными геолого-гидрогеологическими особенностями и техногенным загрязнением. Основными загрязняющими веществами локального уровня являются отходы сельскохозяйственного производства. Это азотсодержащие вещества – нитраты, нитриты, аммоний. Учитывая тот факт, что население района проживает в долинах рек, а скважины каптируют аллювиальный водоносный горизонт, наиболее загрязненными являются грунтовые и порово-пластовые воды. Так, среднее содержания нитратов в эксплуатируемых подземных водах четвертичных отложений составляет 14,8 ПДК [158, 176, 162]. Источники загрязнения: животноводческие фермы, предприятия по переработки сельхозпродукции (масло- и сырзаводы, хлебопекарни, мясокомбинаты), свалки.

Повышенные концентрации железа и марганца от 1,7 до 32,73 ПДК обнаружены в водах скважин, каптирующих аллювиальные отложения в селах: Горбуново, Мараловодка, Октябрьское, Кайтанак. Они связаны с гидрохимическими особенностями региона и объясняются, ви-

димо, близостью водоносных зон либо невоскрытыми железо-марганцевыми залежами, либо телами серпентинизированных гипербазитов. Высокий уровень концентрации железа и марганца в подземных водах способствуют развитию психических расстройств и болезней нервной системы [162, 175, 176, 177].

Все питьевые воды Республики Алтай характеризуются весьма низкими природными содержаниями фтора – от следовых значений до $0,49 \text{ мг/дм}^3$, среднее – $0,31 \text{ мг/дм}^3$ (при оптимальных – $0,7\text{--}1,0 \text{ мг/дм}^3$), что в 2 раза ниже физиологически необходимых показателей.

Республика Алтай является одним из регионов Российской Федерации с пониженным содержанием йода в природных объектах. Вследствие этого велика вероятность возникновения эндемических заболеваний, связанных с недостатком данного микроэлемента.

В целом качественный состав подземных вод в районе можно считать относительно оптимальным.

На площади листа М-45-ХІV в долине р. Каракол расположена северо-восточная часть Каракольского природного парка «Уч-Энмек». Автономное учреждение Каракольский природный парк «Уч-Энмек» создан в 2001 г. постановлением Правительства Республики Алтай. Включает природные, историко-культурные, сакральные комплексы и объекты. Общая площадь Каракольского природного парка на изученной площади составляет $330,69 \text{ км}^2$, из них $8,1 \text{ км}^2$ отведено под заповедную зону, $47,77 \text{ км}^2$ – под особо охраняемую зону, $274,82 \text{ км}^2$ – под рекреационную зону. Природный парк расположен на высотах $890\text{--}2\,900 \text{ м}$ [151].

В целом экологическую обстановку на территории листа М-45-ХІV можно считать благоприятной для проживания человека, ведения хозяйства и «культурной рекреации». Техногенную нагрузку испытывают притрактовые участки, а также сельхозугодия Абайской и Уймонской степи.

Экзогенные процессы (эрозия, оползни, проседания, заболачивание и т. д.) занимают локальные участки, проявленность средняя и слабая. Рекомендации по рациональному природопользованию и снижению негативного воздействия экзогенных процессов: организация наблюдательных постов на опасных участках, строительство эффективных защитных сооружений (дамбы, укрепление и обезвоживание склонов, лесопосадки и др.).

Для улучшения качества питьевых вод необходимо: создание наблюдательных постов, лицензирование водопользователей, удаление из скважин азотистых соединений и обогащение фтором и йодом.

К рекомендациям по устранению или уменьшению негативного воздействия автодорог и транспорта на геологическую среду относятся: своевременная чистка дорожного кювета, водоотведение, искусственное обваливание нависших глыб, увеличение и укрепление дорожной насыпи, выполаживание откосов и выемок, рекультивация заброшенных дорожных карьеров. Для снижения запыленности, загазованности, эрозии вдоль трасс необходимо проводить лесопосадочные работы. На автозаправочных станциях рекомендуется ведение производственного контроля за потерями нефтепродуктов и их своевременное устранение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По материалам геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на площадь листа М-45-ХІV составлен обновленный комплект Госгеолкарты-200. Объяснительная записка содержит значительный объем новой информации, полученный при проведении геологосъемочных и поисковых работ, выполненных после выхода в 1964 г. Госгеолкарты-200 первого поколения. Уточнены и детализированы геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения; впервые составлена карта четвертичных образований. На современном уровне, с привлечением результатов высокоточных аналитических исследований, обобщены и систематизированы накопленные к настоящему времени данные по стратиграфии, магматизму, тектонике и полезным ископаемым территории. В результате проведенных работ выделены и поставлены на учет два перспективных рудных узла, в пределах которых рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди: Улютинско-Кастахтинский (Pb, Zn, Au) и Шибеликский (TR, Zr).

В числе основных дискуссионных и нерешенных вопросов выделяются следующие.

1. Неувязанные границы с изданным листом М-45-ХV и с подготовленными к изданию листами М-45-VIII и М-45-ХІІІ. Так на М-45-VIII в верховьях р. Тюгүрюк изображено поле нижнесилурийских отложений полатинской свиты карбонатного состава, а у рамки листа М-45-ХІV установлен терригенный состав силурийских отложений, соответственно отнесенных к чинетинской свите нижнего силура. В среднем течение р. Чендек на листе М-45-ХV закартирована средне-позднедевонская малафеевская свита, выполняющая тектонический клин в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. На листе М-45-ХІV у рамки зафиксированы метаморфические сланцы и кварциты раннеордовикского терехтинского комплекса. На листе М-45-ХV Чендекский массив топольнинского комплекса имеет гранодиоритовый состав. Маршрутными наблюдениями, петрографическими и лабораторными исследованиями при ГС-50 и ГДП-200 массив охарактеризован как гранитный. На листе М-45-ХІІІ на правом берегу р. Сугаш изображена раннедевонская вулканогенная ергольская свита. На изученной площади здесь установлены метаморфические образования раннеордовикского терехтинского комплекса. Кроме того, на левом берегу р. Кокса на листе М-45-ХІІІ показаны метаморфические образования метапелитового подкомплекса терехтинского комплекса, на изученной площади у рамки листа установлено развитие ранне-среднедевонских вулканогенных отложений коргонской свиты.

2. Расчленение силурийских отложений тигирекской серии на площади проведено условно, по смене литологических разностей: мощная карбонатная толща – чагырская свита, карбонатно-терригенные отложения чесноковской (ниже) и куимовской (выше) свит. Возраст пород, составляющих чагырскую свиту, на основании определений фауны датирован ранее как лудлов (S_2). В соответствии с современными схемами МРСК [200] возраст чагырской свиты устанавливается как шейнвудский и относится к нижнему силуру. Такая же неоднозначная ситуация и с чесноковской свитой: палеонтологи датировали отложения нижним лудловым и венлоком, согласно современному расчленению силура чесноковская свита соответствует верхам теллического яруса нижнего силура. Для разрешения этого несоответствия необходимы палеонтологические переопределения при детальном послойном описании фаунистически охарактеризованных разрезов силурийских отложений в южной части Ануйско-Чуйской СФЗ.

3. Проблематичным остается вопрос о возрасте куратинской свиты и перерыве в осадконакоплении на границе нижнего и верхнего живета в южной части Куратинского прогиба. Согласно общепринятой точке зрения, во многих крупных структурах Горного Алтая проявился предверхнеживетский перерыв, связанный со значительной тектонической перестройкой СФЗ. По мнению Ю. С. Носкова и нашим наблюдениям, временного перерыва между вулканитами куратинской свиты и черносланцевыми отложениями верхнего живета на изучаемой площади не устанавливается, что подтверждается палеонтологическими определениями верхнеживетских форм в отложениях нижнеживетской, согласно Серийной легенде, куратинской свиты. Для

решения проблемы необходимы тематические стратиграфические работы и палеонтологические исследования в районе находок верхнеживетского комплекса брахиопод среди куратинской свиты [190].

4. При проведении ГДП-200 и получении новых палеонтологических определений возник вопрос о возрасте коргонской свиты. В районе пос. Амур установлены органогенные известняки с многочисленными колониями кораллов, мшанок и редкими фрагментами брахиопод. Различными специалистами даны заключения об эмском, пражском, эйфель-живетском, верхнеживетском и нижнефранском возрасте отложений свиты. Таким образом, для однозначной интерпретации возраста отложений в районе пос. Амур требуется детальное послойное описание обнажений с отбором и определением ископаемой фауны.

5. Проблематичным остается вопрос с выделением по палеонтологическим определениям предшественников [8, 211] в тектоническом клине отложений верхнедевонско-нижекаменноугольной черемшанской свиты. По наблюдениям при ГДП-200 этот клин представлен единичными коренными выходами, фаунистических остатков в которых не обнаружено. Подтверждение возраста и правомерности выделения черемшанской свиты в этом районе требует более детального изучения участка с проведением горных работ.

6. Остается проблематичной (включая лист М-45-VIII) идентичность изотопных и геохимических характеристик (свидетельствуют о едином источнике) кремнекислых производных куладинского комплекса и щелочных гранитов шибеликского комплекса, если принимать во внимание, с одной стороны, тесную пространственную сопряженность комплексов, а с другой – существенную разницу в возрасте. Учитывая перспективы обоих комплексов на редкометалльно-редкоземельное оруденение, данный вопрос требует более детальных исследований.

7. Отсутствие современных радиологических определений возраста базитов из терехтинского петротипического ареала и их геохимических характеристик, полученных высокоточными аналитическими методами, ставит под сомнение само выделение данного комплекса. Остаются неопределенными геологическая позиция и границы терехтинского петротипического ареала. С северо-запада терехтинский петротипический ареал граничит с поясом малых интрузий позднедевонского габбро-долеритового урскульского комплекса, породы которого внешне, петрографически и петрохимически сходны с базитами терехтинского комплекса. Для решения вопроса необходимы изотопные геохронологические исследования, в сопровождении петро- и геохимического изучения малых тел и дайковых образований основного состава как совмещенных, так и пространственно разобщенных.

8. Остается неопределенность в геодинамической позиции, возрасте и формационной принадлежности протолитов терехтинского метаморфического комплекса, позднепротерозойского, согласно серийной легенде. Вероятно, более детальные исследования (прежде всего, изотопные и геохимические) как на изученной территории, так и на прилегающих площадях позволят конкретизировать и обстановку формирования, и возраст, и формационную принадлежность протолитов терехтинского метаморфического комплекса.

9. На площади не устанавливались минералы-носители редких металлов (Zr, Nb, Ta) и редкоземельных элементов, определяющие минерагеническую специализацию шибеликского щелочногранитового и куладинского трахибазальт-дацит-риолитового комплексов. Необходимы специализированные минералогические исследования, в том числе рентгеноструктурные и рентгеноспектральные анализы. Кроме того, с учетом выявленных проявлений и пунктов минерализации золота в этих же породах, для установления рудноформационной принадлежности и возможного геолого-промышленного типа золотого оруденения целесообразно проведение тематических работ с петрографическими исследованиями метасоматически измененных пород и минералогическим анализом для выявления минералов-носителей золота, собственно золота и его минералов-спутников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
2. Алтай-Саянская горная область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. 415 с.
3. Архангельская В. В., Рябенко С. В. Количественная геолого-генетическая модель тантал-ниобий-циркониевых месторождений в щелочных метасоматитах // Руды и металлы. № 1, 1994. С. 45–56.
4. Атлас Алтайского края. Т. 1. – М.–Барнаул, 1978. 222 с.
5. Байлагасов Л. В., Робертус Ю. В., Любимов Р. В., Байлагасова И. Л. К вопросу о существовании Уймонского палеоозера // Геоморфология. № 3, 2012. С. 69–76.
6. Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтай-Саянской области // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 63–81.
7. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. 132 с.
8. Бозуш О. И., Бушмина Л. С., Грацианова Р. Т. и др. Нижний карбон Горного Алтая // Биостратиграфия и палеобиогеография девона и карбона Азиатской части СССР. Тр. ИГиГ. Вып. 386. – Новосибирск: Наука, 1978. С. 29–66.
9. Борисенко А. С., Сотников В. И., Изох А. Э., Поляков Г. В., Оболенский А. А. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. Т. 47, № 1, 2006. С. 166–182.
10. Борисов Б. А. Алтай-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. С. 331–351.
11. Борисов Б. А., Минина Е. А. Основные особенности морфоструктурного плана эпиплатформенных гор Южной Сибири и Монголии // Структурная геоморфология горных стран. – М.: Наука, 1975. С. 196–203.
12. Борисов Б. А., Минина Е. А. Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая // Геоморфология. № 2, 1979. С. 69–74.
13. Буслов М. М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтай-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов) (Автореф. дисс. д. г.-м. н.). – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 44 с.
14. Буслов М. М., Джен Х., Травин А. В., Отгонбаатар Д., Куликова А. В., Чен Минг, Глори С., Семанов Н. Н., Рубанова Е. С., Абилдаева М. А., Войтишек Е. Э., Трофимова Д. А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтай-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. Т. 54, № 10, 2013. С. 1600–1627.
15. Буслов М. М., Сеников Н. В., Ивата К., Зыбин В. А., Обут О. Т., Гусев Н. И., Шокальский С. П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевритовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. Т. 39, № 6, 1998. С. 789–798.
16. Бутвиловский В. В. Морфоструктурный план и плейстоценовые неотектонические движения Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. – Бийск, 1985. С. 87–89.
17. Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
18. Бутвиловский В. В. Морфостратиграфия и морфотектоника гор и предгорий юга Западной Сибири // Известия Бийского отделения Русского Географического Общества. Вып. 33. – Бийск: АГАО, 2012. С. 61–70.
19. Бутвиловский В. В., Прехтель Н. Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховье Катунь // Современные проблемы географии и природопользования. Вып. 2. – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2000. С. 31–47.
20. Бутвиловский В. В., Аввакумов А. Е., Гутак О. Я. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири. Историко-геологический обзор и оценка возможностей. – Новокузнецк: КузГПА, 2011. 241 с.
21. Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1966. 161 с.
22. Волкова Н. И., Скляров Е. В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. Т. 48, № 1, 2007. С. 109–119.
23. Волкова Н. И., Ступаков С. И., Третьяков Г. А., Симонов В. А., Травин А. В., Юдин Д. С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. Т. 46, № 4, 2005. С. 367–382.

24. Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Агатова А. Р. и др. Оледенение юго-западной части Алтая во вторую половину голоцена. – Барнаул: Азбука, 2012. – 119 с.
25. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-(44), 45 (Усть-Каменогорск). – Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 145 с.
26. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XIV. Объяснительная записка / Левицкий Е. С., Баженова С. Н., Борцова А. В. – М.: Недра, 1964. 85 с.
27. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XX. Объяснительная записка / Перфильев Ю. С., Молчановский В. Г., Кунаев М. В. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 95 с.
28. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. – М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
29. Гинцингер А. Б., Грацианова Р. Т., Елкин Е. А. Горный Алтай // В кн.: Девонская система. Т. II. – Л.: Недра, 1973. С. 80–94.
30. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание первое. Серия Алтайская. Лист М-45-IX. Объяснительная записка / Белоусов А. Ф., Дубинкина С. Ф., Кузьмина Ю. В. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. 104 с.
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-XV. Объяснительная записка / Бутенко В. А. и др. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.
32. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Приаргунская. Лист М-50-V. Объяснительная записка / Озерский А. Ф., Кривицкий А. В., Винниченко Е. Л., Ступина Т. А., Потемкина Л. В. и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001. 91 с.
33. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач). Объяснительная записка / Пономарев А. Л., Крупчатников В. И., Кривчиков В. А., Попова О. М. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 293 с.
34. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объяснительная записка / Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Шокальский С. П. и др. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-47 (Кунгуртур). Объяснительная записка / Александровский Ю. С., Семенов М. И., Шаталина Т. А. и др. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 350 с.
36. Государственный мониторинг геологической среды. Краткий информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Республики Алтай за 1998 г. Вып. 1. – Майма, 1999.
37. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. 244 с.
38. Деев Е. В., Зольников И. Д., Гольцова С. В., Русанов Г. Г., Еманов А. А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика. Т. 54, № 3, 2013. С. 410–423.
39. Деев Е. В., Зольников И. Д., Гольцова С. В., Русанов Г. Г., Еманов А. А., Гуськов А. А. Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) // Докл. АН. Т. 449, № 5, 2013. С. 558–563.
40. Деев Е. В., Неведрова Н. Н., Русанов Г. Г., Санчаа А. М., Бабушкин С. М., Кречетов Д. В., Ельцов И. Н., Зольников И. Д. Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 9, 2012. С. 15–23.
41. Деревянко А. П., Агаджанян А. К., Барышников Г. Ф. и др. Археология, геология и палеогеография плейстоцена и голоцена Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 1998. 176 с.
42. Добрецов Н. Л., Буслов М. М., Симонов В. А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. Т. 318, № 2, 1991. С. 413–417.
43. Добрецов Н. Л., Буслов М. М. Позднекембрийско–ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. Т. 48, № 1, 2007. С. 93–108.
44. Домаренко В. А., Рихванов Л. П. Геохимические особенности постмагматически измененных позднепалеозойских гранитоидов Сибири // В кн.: Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в породо- и рудообразующих процессах. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. С. 104–122.
45. Дук Г. Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). – Л.: Наука, 1982. 184 с.
46. Елкин Е. А. Трилобиты (дехенеллиды) и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. 156 с.
47. Елкин Е. А., Желтоногова В. А. Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. 111 с.
48. Жалковский Н. Д., Кучай О. А., Мучная В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. Т. 36, № 10, 1995. С. 20–30.
49. Змиховский А. М. Подводно-оползневые явления в куротинской свите (Горный Алтай) // Тр. ТГУ. Т. 203, 1969. С. 93–103.
50. Зольников И. Д., Деев Е. В., Котлер С. А., Русанов Г. Г., Назаров Д. В. Новые результаты OSL и AMS датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. Т. 56, 2015. В печати.
51. Зыбин В. А., Куртигешев В. С. К стратиграфии докембрия и нижнего кембрия севера Горного Алтая // В сб.: Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. – Новокузнецк, 1995. С. 50–52.
52. Зятькова Л. К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской области. – Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.

53. *Ивановский Л. Н.* Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). – Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.
54. *Ивановский Л. Н.* Педименты и поверхности выравнивания Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. – Бийск, 1985. С. 98–101.
55. *Иншиева Л. И., Шурова М. В., Хмелева И. Р., Ларина Г. В.* Экспедиции по болотам Горного Алтая // Современные проблемы геоэкологии и природопользования горных территорий. Мат-лы IV Междунаро. науч.-практ. конф. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2009. С. 39–43.
56. *Казьмина Т. А.* Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1989. С. 66–71.
57. Карта четвертичных образований России. Масштаб 1 : 5 000 000 [Карты] / Б. А. Борисов, Н. Р. Горбачевич, В. В. Заморуев и др. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.
58. *Каишевская О. В.* Геоморфологический анализ и картирование в прогнозной оценке россыпной золотосодержимости и направлении поисков россыпных месторождений // Методы геоморфологических исследований. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 159–166.
59. *Коваленко В. И., Наумов В. Б., Гирнис А. В., Дорофеева В. А., Ярмолюк В. В.* Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. Т. 15, № 4, 2007. С. 361–396.
60. *Коваленко В. И., Наумов В. Б., Гирнис А. В., Дорофеева В. А., Ярмолюк В. В.* Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород // Петрология. Т. 18, № 1, 2010. С. 3–28.
61. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97). Масштаб 1 : 8 000 000. Объяснительная записка. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
62. Красная книга Республики Алтай (особоохраняемые территории и объекты) / Ред. А. М. Маринин. – Горно-Алтайск, 2000. 272 с.
63. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые / Под ред. Рундквиста Д. В. – Л.: Недра, 1986. 751 с.
64. *Лоскутов Ю. И.* О природе фаса Алтая // Геоморфология гор и предгорий. – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2002. С. 142–148.
65. *Лукашев В. К.* Геохимия четвертичного литогенеза. – Минск: Наука и техника, 1970. 295 с.
66. *Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. – М.: Наука, 1975. 256 с.
67. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. – Л.: Наука, 1982. 160 с.
68. *Минина Е. А.* Эквиплены Южного Алтая // Известия Всесоюзного Географического Общества. № 3, 1973. С. 262–266.
69. *Минина Е. А.* Купольные и кольцевые морфоструктуры интрузивных массивов Юго-Западного Алтая // Геоморфология. № 4, 1974. С. 81–86.
70. *Морозов О. Л.* Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. № 2, 2000. с. 192–213.
71. *Мухаметов Р. М.* Современное оледенение северо-западной части Горного Алтая // Горы и человек: в поисках путей устойчивого развития. Тез. докл. Всерос. науч.-практ. конф. – Барнаул: НИИГП, 1996. С. 147–149.
72. *Назаров А. Н., Соломина О. Н., Мыглан В. С.* Динамика верхней границы леса и ледников Центрального и Восточного Алтая в голоцене // Докл. АН. Т. 444, № 6, 2012. С. 671–675.
73. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. 100 с.
74. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 266 с.
75. *Новиков И. С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
76. *Окишев П. А.* Рельеф и оледенение Русского Алтая. – Томск: Изд-во ТГУ, 2011. 382 с.
77. *Останин О. В.* Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая) (Автореф. дисс. к. г. н.). – Барнаул: АлтГУ, 2007. 25 с.
78. *Павлова Г. Г., Борисенко А. С., Говердовский В. А., Травин А. В., Жукова И. А., Третьякова И. Г.* Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. Т. 49, № 7, 2008. С. 720–733.
79. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР / Под ред. И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1974. 444 с.
80. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины. Т. 2 / Т. В. Сизикова, Т. К. Никифорова, А. М. Гунова. – М., 1973. 145 с.
81. *Попов В. Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. – Л.: Недра, 1967. 152 с.
82. *Попова О. М., Крупчатников В. И.* Новые данные по геологии южной части Куратинского наложенного прогиба Центрального Алтая // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 4 (20), 2014. С. 36–48.
83. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. Четвертичная система. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 115–127.
84. *Прокопьев А. В., Фридовский В. Ю., Гайдук В. В.* Разломы (Морфология, геометрия и кинематика). Учебное пособие / Отв. ред. Л. М. Парфенов. – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
85. *Рагозин Л. А.* Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая // Вопросы геологии Сибири. Т. 1. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 146–174.
86. Разрез новейших отложений Алтая / Под ред. К. К. Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

87. Раковец О. А. Основные результаты работ по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. Вып. 7. – Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1966. С. 3–19.
88. Раковец О. А. О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. II. – Новосибирск: Наука, 1968. С. 38–47.
89. Ревякин В. С., Кравцова В. И. Снежный покров и лавины Алтая. – Томск: Изд-во ТГУ, 1977. 215 с.
90. Рельеф Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск: Наука, 1988. 206 с.
91. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 84 с.
92. Рогожин Е. А., Платонова С. Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
93. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая. Ч. 1. Курайский метаморфический комплекс. Ч. 2. Зеленосланцевые толщи докембрия (Дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н.). – ТПИ, 1968.
94. Родыгин А. И. О стратиграфическом и структурном положении уймонской свиты в Терехтинском горсте Горного Алтая // Тр. ТГУ. Т. 203, 1969. С. 117–131.
95. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). – Томск: Изд-во ТГУ, 1979. 200 с.
96. Розенберг Л. И. О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. № 1, 1978. С. 75–83.
97. Рудой А. Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
98. Рудой А. Н., Русанов Г. Г. Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. 240 с.
99. Русанов Г. Г. Литолого-минералогические и геохимические особенности озерно-ледниковых отложений в бассейнах рек Урсул и Ябоган Горного Алтая – индикаторы обстановок осадконакопления // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всеросс. литолог. совещ. Т. III. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 29–32.
100. Русанов Г. Г., Вайсов С. В. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2014. 163 с.
101. Русанов Г. Г., Орлова Л. А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины: каталог. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.
102. Русанов Г. Г., Попова О. М. Геохимическая специализация четвертичных отложений в бассейнах нижнего течения реки Коксы и Уймонской котловины // Охрана окружающей среды и природных ресурсов стран Большого Алтая. Мат-лы Международ. науч.-практ. конф. – Барнаул: АлтГУ, 2013. С. 222–225.
103. Русанов Г. Г., Цаер М. А. Литологический состав и предварительное расчленение кайнозойских отложений в Уймонской котловине // Виртуальные и реальные литологические модели. Мат-лы X Уральского литолог. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 163–165.
104. Русанов Г. Г., Деев Е. В., Ряполова Ю. М., Зольников И. Д. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 4 (16), 2013. С. 53–64.
105. Савицкий В. Р. Ордовикские отложения юга Ануйско-Чуйского прогиба (юго-восток Горного Алтая) // В сб.: Эволюция жизни на Земле. – Томск, 2001. С. 220–221.
106. Самойлова Г. С. Физико-географические особенности Алтае-Саянской страны // Известия Горно-Алтайского отдела Русского Географического Общества. № 1, 2008. С. 40–64.
107. Севастьянов В. В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. – Томск: Изд-во ТГУ, 2008. 307 с.
108. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. – М.: Наука, 1980. 307 с.
109. Сенников Н. В. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. – М.: Наука, 1976. 274 с.
110. Сенников В. М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике / Тр. СНИИГиМС. Вып. 201. – Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1977. 136 с.
111. Скляров Е. В. Интерпретация геохимических данных. – М.: Интермет инжиниринг, 2001. 288 с.
112. Скляров Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М., Сизых А. И., Буланов В. А. Магматизм и тектоника. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
113. Сладковцев С. А. Новейший этап развития речных долин. – М.: Недра, 1977. 200 с.
114. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. 622 с.
115. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. 278 с.
116. Тетерина И. И. Остракоды неогена межгорных впадин Юго-Восточного Алтая (Автореф. дисс. к. г.-м. н.). – Томск: ТГУ, 2012. 20 с.
117. Тронов Т. М., Клопотова Н. Г., Король Е. А., Арсеньева О. В. Природные лечебные ресурсы Усть-Коксинского района Республики Алтай // В сб.: Известия Бийского Отделения Русского Географического Общества. – Бийск: БО РГО, 2012. С. 113–115.
118. Туркин Ю. А., Федак С. И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Под науч. ред. В. М. Исакова. – Томск: STT, 2008. 460 с.
119. Филина А. Г., Подкорытова В. Г., Подлипская Л. А. Тюнгу́рское землетрясение 18 сентября 1997 года с $M_s=4,4$, $I_0=6$ (Горный Алтай) // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. – Обнинск: ГС РАН, 2003. С. 236–239.

120. Хазина И. В., Русанов Г. Г., Хазин Л. Б., Кузьмина О. Б. Палинологическая и микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 1 в Уймонской котловине Горного Алтая // XI Международный научный конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015». Мат-лы Международ. науч. конф. Т. I. – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. С. 197–201.
121. Шмидт Г. А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 28, 1963. С. 161–164.
122. Шмидт Г. А. Новые находки неогеновых отложений в Горном Алтае // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 218–222.
123. Шмидт Г. А. Новейшие структуры Горного Алтая и их связь с докайнозойской тектоникой // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. – Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1972а. С. 94–97.
124. Шмидт Г. А. О межгорных впадинах Алтая // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. – Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1972б. С. 98–100.
125. Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск, 2000. 187 с.
126. Эпохи региональных континентальных перерывов / Под ред. С. К. Горелова и Б. Н. Леонова. – Л.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1982. 201 с.
127. Юдович Я. Э., Кемпис М. П. Основы литохимии. – СПб: Наука, 2000. 479 с.
128. Янов Э. Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе // Советская геология. № 1, 1980. С. 66–75.
129. Agatova A. R., Nazarov A. N., Nepov R. K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. V. 43, 2012. P. 74–93.
130. Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol. V. 92, 1986. P. 181–193.
131. Condie Kent C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? Lithos 79, 2005. P. 491–504.
132. Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review // Lithos. V. 178, 2013. P. 96–127.
133. Floyd P. A., Leveridge B. E. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. V. 144, 1987. P. 531–542.
134. Frost C. D., Frost B. R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. of Petrology. V. 52, № 1, 2011. P. 39–53.
135. Gellatly A. F., Gordon J. E., Whalley W. B., Hanson J. D. Thermal regime and geomorphology of platean ice caps in northern Norway observations and implications // Geology. V. 16, № 11, 1988. P. 983–986.
136. Glorie S., De Grave J., Buslov M. M., Zhimulev F. I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van den haute P., Vanhaecke F., Elburg M. A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // Gondwana Research. V. 20, 2011. P. 465–484.
137. Gorton M. P., Schandl E. S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // The Canadian Mineralogist. V. 38, 2000. P. 1065–1073.
138. Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. V. 62, 1983. P. 53–62.
139. Pearce J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. V. 100, 2008. P. 14–48.
140. Pearce J. A. and Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses Earth and Planetary Science Letters. V. 19, 1973. P. 290–300.
141. Pearce J. A., Harris N. B. W. and Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. V. 25, 1984. P. 956–983.
142. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag, 1972. 535 p.
143. Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. V. 94, № 5, 1986. P. 635–650.
144. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3, 2003. P. 1–64.
145. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A. D. and Norry M. J. Geol. Soc. Special Publ. № 42, 1989. P. 313–345.
146. Tomlinson K. Y. R., Condie K. C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. V. 352, 2001. P. 341–357.
147. Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Wan Y., Li Ch., Zi F., Jiang Z., Qiu H., Chu Z., Zhao Z., Dong Y. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge // Contrib. Mineral. Petrol. V. 155, 2008. P. 473–490.
148. Whalen J. B., Currie K. L. and Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 95, 1987. P. 407–419.
149. Wood D. A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. V. 50, 1980. P. 11–30.

Интернет-ресурсы

150. www.al-tai.ru/tourist/gorny/ecolog/uch-enmek/ Уч-Энмек > docs/Shema-raiona
151. www.tsnigri.ru

152. Артамохина В. В., Потехин И. П. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Гидрогеологический очерк (АГГЭ, 1969). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 15692.
153. Артамохина В. В. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Гидрогеологический очерк (ЗСГУ, 1971). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 16485.
154. Баженова С. Н., Барцева А. В., Елович Е. Л. и др. Геология и полезные ископаемые Горного Алтая (Промежуточный отчет о тематических работах ВАГТ за 1958–1959 гг. Новокузнецк, 1960). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 11354.
155. Баклаков М. С. Геологическое строение и месторождения редких металлов западной части Катунских Альп в Центральном Алтае (Томск, 1938). – АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 202.
156. Бутвиловский В. В., Бутвиловская Т. В., Авакумов А. Е. Составление геоморфологической карты Горного Алтая масштаба 1 : 500 000 (Отчет Региональной партии о результатах научно-исследовательских работ, проведенных в 1989–1996 гг.). – Новокузнецк, 1996. Гос. регистр. № 13-89-106/1.
157. Васильев А. В. Отчет по второму этапу работ: Оценка обеспеченности населения Российской Федерации ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Республика Алтай) (пос. Сосняк, 2000). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 966.
158. Волков В. В., Сергеев В. П., Вишун Г. И. Материалы к геологической карте Союза ССР. Геологическое строение района редакционно-увязочных работ Аргутской партии (Отчет Аргутской партии ЗСГУ за 1956–1958 гг. Новокузнецк, 1959). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 10644.
159. Гайсин В. Г. Отчет по оценке притрассового карьера «Горбуновский» Усть-Коксинского района Республики Алтай (с. Майма, 2000). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 1192.
160. Гинцингер А. Б. Отчет шливовой партии по работам 1950 г. в Горном Алтае на территории листов М-45-ХШ, XIV, XV, XX (ЗСГУ, 1952). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 6339.
161. Государственный мониторинг геологической среды. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Республики Алтай в 2001 г. Вып. 4 (Майма, ФГУП «Алтай-Гео», 2002). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 1250.
162. Гусев Н. Н. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Составление ГИС-Атласов карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Сибирского федерального округа) в 35 книгах. Региональное геологическое, гидрогеологическое и геоэкологическое изучение территории Алтайского края и Республики Алтай. 2004.
163. Гутак Я. М. Литолого-стратиграфические, палеовулканические и изотопно-геохронологические исследования для решения задач ГДП-200, палеонтологические исследования (Отчет палеонтологической лаборатории ЗСЦ по работам 1996–1990 гг. Новокузнецк, 2000). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 22348.
164. Заика-Новоайский В. С. и др. Материалы к государственной геологической карте СССР. Геологическое строение Усть-Коксинского района. Лист М-45-ХIV (Отчет о работе партии № 8-9 ВАГТ за 1953 г. Новокузнецк, 1954). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 4253.
165. Заморюев В. В. Ледниковые отложения и геоморфология верховьев р. Катунь и Белой Берели (Центральный Алтай) (Промежуточный отчет Катунского отряда Среднеазиатской экспедиции за 1960 г. ВСЕГЕИ, 1961). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 11823.
166. Зыбин В. А., Кузнецов Е. А., Побережных Л. А., Хлебников В. Н., Сазонов В. А., Бутвиловский В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Катунь–Кокса. Листы М-45-63-А, Б, В, Г и М-45-64-А, Б, В, Г (Отчет Едиганской партии по аэрофотогеологическому картированию в масштабе 1 : 50 000, проведенному в 1983–1988 гг. в центральной части Горного Алтая. – Новокузнецк, 1988. Гос. регистр. № 13-83-1/341.
167. Ильиных В. М. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на гравий в радиусе 15 км от с. Терехта Усть-Коксинского района (Работы Терехтинского отряда за 1986–1987 гг. пос. Бол. Заимка, 1987). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 20220.
168. Кабанов О. М. Отчет о работах Горно-Алтайской аэромагнитной партии за 1957 г. (Зап. Геофизтрест, Новокузнецк, 1957). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 9517.
169. Кадастр подземных вод Республики Алтай. Лист М-45-А (пополнение за 2000 год). Учетные карточки буровых скважин № 932–938 (Майма, 2001). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО».
170. Калугин Л. С. Геологические результаты Западносибирского геологического управления за 1950 г. по Курайской и Усть-Коксинской экспедициям ЗСГУ (Новокузнецк, 1951). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 4640.
171. Карабицина Л. П., Гусев А. И., Русанов Г. Г. и др. Геохимическая основа Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 100 000 (Лист М-45) и геофизическая, и дистанционная основа Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (Листов М-44, М-45) (ФГУП «ГАЗ», Бийск, 2002). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 1248.
172. Караванов Н. К., Шатилов Ю. И. и др. Результаты поисковых геохимических работ на ртуть и апатиты в Горном Алтае в районе г. Аксас–р. Тюгюрюк (Отчет Абайского отряда Ртутной партии по работам 1975–1976 гг. ЗСГУ, 1977). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 18066.
173. Кац В. Е. и др. Результаты геолого-экологических исследований и картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территорий Алтайского края и Республики Алтай (Отчет экологической партии ГП Алтай-Гео за 1991–1996 гг. Майма, 1996). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 673.
174. Кац В. Е. Краткий информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Республики Алтай за 1998 г. Вып. 1 (ФГУП «Алтай-Гео», 1999). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 881.
175. Кац В. Е. Отчет о загрязненности подземных вод на территории Республики Алтай в 2000 г., ФГУП Алтай-Гео, 2001. ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 1071.

176. *Кац В. Е.* Отчет о загрязнении подземных вод на территории Республики Алтай в 2001 г. (ФГУП «Алтай-Гео», 2002). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 1080.
177. *Кириухин В. Г., Колосов Г. И., Маслов А. И. и др.* Гидрогеологические и инженерно-геологические условия территории листа М-45-А (Горный Алтай) масштаба 1 : 500 000 (Окончательный отчет партии №856 по гидрогеологической съемке 1965–1966 гг. Второе гидрогеологическое управление, 1968). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 15450.
178. *Кононов А. Н.* Позднепалеозойские интрузии гранитоидов Центрального Алтая (Промежуточный отчет Интрузивного отряда Кузнецкой картографической партии по работам 1960–1961 гг. ЗСГУ, ЦГСЭ, Новокузнецк, 1962). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 12249.
179. *Кривчиков А. В. и др.* Обобщение материалов золотоносности и сереброносности Горного Алтая с целью направления поисковых работ (Отчет Алтайского тематического отряда о результатах работ, выполненных в 1989–1993 гг.). В 5 книгах. – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1993.
180. *Кужельный Н. М.* Отчет по геологоразведочным работам, проведенным Калгутинской партией на Калгутинском молибден-вольфрамовом месторождении в 1952–1954 гг. и поисково-разведочным работам, проведенным Аргамджинской и Калгутинской партиями в 1953–1954 гг. на площади Калгутинского интрузива. Т. 2 (Курай, 1955). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 119.
181. *Куценко Г. А.* Поиски и предварительная разведка месторождений кирпичного сырья в разных районах Республики Алтай (Отчет о результатах работ Онгудайского отряда за 1988–1992 гг. Запсибгеология, 1992). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 370а
182. *Лаврентьев В. И.* Поисково-ревизионные работы на асбест в Горном Алтае и Юго-Западном Салаире (Отчет Горной (ревизионной) партии ЗСГУ за 1956–1957 гг. Новокузнецк, 1958). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 9470.
183. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / Глав. ред. С. П. Шокальский. – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1999.
184. *Лобанова Т. К.* Поисково-оценочные работы на кирпичное сырье для совхоза имени 60-летия СССР Усть-Коксинского района (Отчет о результатах работ проведенных Верх-Уймонским отрядом в 1986–1988 гг. ЗСГУ, 1988). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 854.
185. *Мамонтов Н. Ф.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 территории деятельности ГПП «Запсибгеология» (Отчет Аэрогеофизической партии НКГГЭ о результатах работ на Алтае-Кузнецком участке в 1988–1994 гг. Новокузнецк, 1996). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 22214.
186. *Михалева Л. А.* Терехтинский диабазовый комплекс центральной части Горного Алтая и роль его в металлогении (Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. Академгородок, Новосибирск, 1962). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 13252.
187. *Нешумаева К. Д., Студеникин В. П.* Отчет Гольцовской партии № 41, экспедиции № 36 ЗСГУ о работах на Терехтинском участке в 1950 г. (Новокузнецк, 1951). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 7716.
188. *Нешумаева К. Д., Студеникин В. П.* Центральная часть Терехтинского хребта в вершинах рек Бол. Терехта, Чиндека, Верх. Котанды, Ниж. Котанды и Бол. Яломана (Отчет Терехтинской поисково-съёмочной партии о поисковых и геологосъёмочных работах в 1951 г. – Новосибирск, 1952).
189. *Нешумаева К. Д.* Отчет Уймонской поисковой партии за 1952 г. (ЗСГУ, 1953). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 4264
190. *Носков Ю. С., Актушев Р. А., Степанов Е. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-52-Г, М-45-53-В и М-45-65-А (а, б) (Горный Алтай) (Отчет Уймонской партии ЗСГУ по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1970–1973 гг. Новокузнецк, 1974). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 17396.
191. *Объедков Ю. В., Кривчикова В. С., Калашикова В. А. и др.* Отчет Бийской шлиховой партии ЗСГУ по работам за 1958–1960 гг. (Новокузнецк, 1960). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 11538.
192. *Осколков Ю. Н.* Отчет о поисково-разведочных работах Актюльской партии за 1962–1963 гг. (Курайская экспедиция, 1964). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 13312.
193. *Пасечный Г. В., Кошкарёва Л. С.* Отчет о работе Урскульской геологоразведочной партии за 1953–1955 гг. (ЗСГУ, 1956). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 7316.
194. *Пешкова А. В., Пешков В. Е., Лащенко М. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной половины листа М-45-51-Г (Отчет Тюгюрюкской партии ЦГСЭ по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1961 г. ЗСГУ, 1962). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 12466.
195. *Писаренко В. М., Афоничкина Е. П.* Отчет Бокситового отряда за 1979–1982 гг. о проведении общих поисков высокоглиноземистых пород среди протерозой–нижнекембрийских отложений в перспективных районах Горного Алтая (Терехтинский выступ) (АГГТЭ, ПГО «Запсибгеология», Новокузнецк, 1982). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 19240.
196. *Платонов Ю. В.* Оценка прогнозных ресурсов нерудных полезных ископаемых на территории Алтайского края по состоянию на 01.01.2003 г. (пояснительная записка) (Барнаул, 2003). – АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 490.
197. *Пономарев А. Л., Попова О. М., Крупчатников В. И. и др.* ГДП-200 листа М-45-VIII (Урскульская площадь) (Отчет о результатах работ по объекту № 1-09 за 2009–2011 гг. с. Малоенисейское, 2011). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 2878.
198. *Пономарев А. Л., Попова О. М., Крупчатников В. И., Кривчиков В. А., Русанов Г. Г., Колпакова Е. А., Плешакова В. М.* Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа М-45-VIII (Шебалино) (Отчет о результатах работ по объекту № 2-12 за 2012–2013 гг.). – с. Малоенисейское, 2013. Гос. регистр. № 84-12-33.
199. *Пономарев А. Л., Попова О. М., Поважук Г. А. и др.* Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа М-45-XIV (Усть-Коксинская

- площадь) (Отчет о результатах работ по объекту № 1-11 за 2011–2013 гг. с. Малоенисейское, 2013). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 3022.
200. Региональная стратиграфическая схема силура западной части Алтае-Саянской складчатой области / Сенников Н. В., Обут О. Т., Изох Н. Г. и др. (СибРМСК). – Новосибирск: ФГУП СНИИГиМС, 2012.
201. Робертус Ю. В., Кац В. Е., Фалалеев Ю. А. Оценка последствий воздействия ракетно-космической деятельности на окружающую среду Республики Алтай (АРИ «Экология», 1998). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 771.
202. Родыгин А. И., Елистратов Ю. М. Изучение опорных разрезов Горного Алтая // Мат-лы по геологии района Теректинского горста. Горный Алтай (Промежуточный отчет Алтайской тематической партии в 1963 г.). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», 1964.
203. Родыгин А. И. и др. Изучение опорных разрезов Горного Алтая // Мат-лы по геологии Горного Алтая (Окончательный отчет Алтайской тематической партии о работе за 1961–1964 гг. ЦГСЭ, ЗСГУ, ТПИ, Томск, 1965). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 13924.
204. Савинский К. А. Геологический отчет Сибирского геофизического треста за 1951 г. Отрасль – железо (Сибгеофизтрест, 1952). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 6477.
205. Сакс Ю. А., Килессо И. Т. Отчет о результатах геологоразведочных работ по Усть-Коксинскому месторождению суглинков Алтайского края за 1956 г. (Росгеологоразведка, 1956). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 5546.
206. Селин П. Ф. Поисково-оценочные работы на участке Южные Калгуты (Отчет Курайской партии за 1986–1988 гг. в 6 книгах). – Новокузнецк: ПГО «Запсибгеология», 1988. № 20502.
207. Семенцов Б. Г., Божуха Л. М., Соковых И. Д. и др. Отчет Курайского отряда по поисковым работам в Калгутинском рудном поле (Северо-Восточные Калгуты) в 1988–1992 гг. – Новокузнецк, 1992. № 21052.
208. Степанов И. В. Составление сводных карт геофизических полей, классификация и прогнозирование в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса (Информационный отчет за 2005 г. Санкт-Петербург, 2005). – АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», Архив ОАО «ГАЗ», № 2060.
209. Студеникин В. П. Отчет Урскульской и Терехтинской партий по поисково-съёмочным работам за 1953–1954 гг. (ЗСГУ, 1956). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 7310.
210. Смирнова А. И., Смирнов В. Е., Пешиков В. Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-45-52-А и В (Промежуточный отчет Каирлыкской партии по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1960 г. ЗСГУ, 1961). – КАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 12035.
211. Студеникин В. П., Пешиков В. П., Проскуряков А. Е. и др. Отчет Каирлыкской партии по геологосъёмочным работам крупного масштаба за 1960–1962 гг. (ЗСГУ, ЦГСЭ, 1963). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 12642.
212. Территориальный баланс запасов песчано-гравийных смесей по Республике Алтай за 2001 г. – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО».
213. Территориальный баланс запасов песчано-гравийных смесей по Республике Алтай за 2014 г. – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО».
214. Территориальный баланс запасов кирпично-черепичного сырья по Республике Алтай за 2014 г. – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО».
215. Фалалеев Ю. А. Результаты обобщения материалов по камнецветному сырью и поисков новых проявлений облицовочных и поделочных камней (Отчет Нерудного отряда за 1991–1994 гг. ГП Алтай-Гео, Новокузнецк, 1994). – ГАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 384.
216. Федак С. И. и др. Создание комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа М-45 (Горно-Алтайск) (Отчет по объекту № 32-12. ОАО «ГАЗ», с. Малоенисейское, 2005). – АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», Архив ОАО «ГАЗ», № 2038.
217. Федак С. И., Туркин Ю. А., Селин П. Ф. и др. ГДП-200 в пограничных районах Алтая и Казахстана (Листы М-44-IX, X, XI, XII; М-45-XIII) (Геологический отчет о результатах работ ОАО «ГАЗ» за 2004–2008 гг. с. Малоенисейское, 2008). – АФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 3421.
218. Фоминых А. Ф. и др. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ на площади листа М-45-52 за 1957 г. (ВАГТ, 1958). – КФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 9362.
219. Фоминых А. Ф., Ривкина Л. Л., Иконникова А. Ф. и др. Отчет по результатам поисковых работ на площади листа М-45-52 за 1958 г. (ВАГТ, 1959). – КАФ ФБУ «ТФГИ по СФО», № 8719.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных (ПГХО) и вторичных (ВГХО) геохимических ореолов, вторичных геохимических потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа М-45-XIV

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Хром</i>				
IV-2	6	Верховье левого притока р. Кайтанак	Авторы	ПМ. Тело серпентинитов с тонкими прожилками и линзами (до 2 см) магнетита. В протопочке весовые содержания магнетита; знаки хромита. Содержания: Cr >> 1% (ПКСА). Формация хромитовая офиолитовая
IV-3	6	р. Юхпихта	[167]	ШП. Хромита и крокоита – до 100 знаков
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	6	Верховье правого притока р. Черный Сугаш	[173]	ПМ. Маломощная кварцевая жила с медно-сульфидной минерализацией среди глинистых сланцев горноалтайской серии. Содержание Cu – 0,5%. Формация медно-кварцевая жильная
I-1	10	Правый борт р. Черный Сугаш	Авторы	ПМ. Кливажированные алевролиты горноалтайской серии с медной минерализацией, представленной малахитом, хризокolloй, халькопиритом и блеклыми рудами. Содержания: Cu – 0,25–1,5%; Ag – 2–4 г/т (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
I-3	14	Верховье р. Верх. Актюл	[211]	ШО. Халькопирита и малахита – 1–10 знаков, в делювии; площадь 2 км ²
II-1	2	Левобережье р. Кокса	Авторы	ПМ. Лимонитизированные кварц-хлоритовые сланцы терехтинского комплекса с густой халькозин-малахитовой минерализацией. Содержания: Cu – 1%, Ag – 5 г/т (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
II-2	1	Юстик	[173], авторы	П. В осветленных эффузивах ергольской свиты вблизи зоны Чарышско-Терехтинского разлома выявлена минерализация, представленная малахитом, реже халькопиритом, приуроченная к двум сближенным зонам смятия (m – 1,4 м). В двух бороздовых пробах (ХА): Cu – 3,2–3,6% (m – 0,6–0,8 м). Восточнее (в 15 м) висячем боку дайки риолитов коргонского комплекса контакт с эффузивами обогащен малахитом: Cu – 1,72% (m – 0,6 м). Минерализованная зона прослежена на 60 м. В отвалах старой канавы интенсивно брекчированные окварцованные, серицитизированные, лимонитизированные и малахитизированные риолиты; содержания: Cu > 1%, Ag – 60 г/т (ПКСА). Формация медно-порфировая
II-2	11	Булухтинское	[165, 194], авторы	П. Скарнированные известняки, рассеченные системой кварцевых жил и брекчированные с медно-сульфидной минерализацией, представленной халькопиритом, пиритом и медной зеленью. Содержания (%): Cu – 1–5, Pb – 0,1–1, Ni – 0,1–1, Bi – 0,01–0,1, Ag – 5 г/т (ПКСА). В протопочке: халькопирит, халькозин, малахит, висмутин, бисмутит, пирит, золото. Формация медно-скарновая
II-2	16	Водораздел рр. Поперечный–р. Бол. Булукта	[194]	ПМ. Эльвиально-делювиальные свалы кварца в зоне дробления метаморфических сланцев с натеками и корочками малахита, реже азурита, иногда с вкрапленностью и прожилками халькозина. Содержание Cu – до 0,3% (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
II-2	20	р. Прав. Джинажиковая	[194]	ШП. Халькопирита и малахита – 1–2 зерна; протяженность – 2 км
II-2	22	Тюгурюкское	[26]	П. Кварцевая жила (m – 15–20 см, аз. пад. 130°, ∠85–90°) с малахитом, азуритом и лимонитом вдоль висячего бока пласта мраморизованных известняков среди сланцев терехтинского комплекса. Содержания Cu – 1–5% (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	19	Правый склон долины р. Бол. Чибит	[167]	ПМ. Гидротермально-измененные породы ергольской свиты в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Содержания Cu – до 1%. Формация медно-кварцевая жильная
II-3	34	Русло р. Мал. Карыгем	[211]	ШП. Халькопирита – 1–2 зерна; в верхней части потока в ассоциации с минералами Pb (от 1 до 4 зерен); протяженность – 5,9 км
II-3	36	Верховье р. Поперечная	[211]	ШП. Халькопирита – от 1 до 2 зерен. Протяженность потока – 3,2 км
II-3	37	р. Мал. Карыгем	[211]	ШО. Халькопирита – 1 знак; площадь – 5,8 км ²
II-4	50	Верховье правого притока р. Черная Теректа	[26]	ПМ. Интенсивно раздробленные, гидротермально-измененные сланцы терехтинского комплекса (m – 0,6 м) с малахитом. Содержания (%): Cu – 0,74 (ХА). Формация медно-кварцевая жильная
II-4	51	Правый борт р. Теректушка	[190]	ПМ. Кварцевый прожилок (m – 0,1 м) с вкрапленностью халькопирита и примазками малахита в экзоконтакте дайки долеритов среди силурийских известняков. Содержание Cu – 0,7 % (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
II-4	52	Устье р. Черная Теректа	[190]	ПМ. Брекчированные долериты, рассеченные многочисленными прожилками кварц-карбонатного состава (m – 0,03–0,2 м) с вкрапленностью халькопирита, в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Содержание Cu – 0,005–1% (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
III-1	8	Левобережье р. Красноярка	Авторы	ПМ. Окварцованные кварц-серицит-хлоритовые сланцы с медно-сульфидной минерализацией. Содержания Cu – 4000 г/т (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
III-2	4	В 2 км северо-западной устья р. Власьевка	[167]	ПМ. Зона дробления и метасоматоза гранитов Власьевского массива и вмещающих метаморфических сланцев терехтинского комплекса с видимыми сульфидами и вторичными минералами. В 16-и пробах (г/т): Cu – до 3000; Sb – до 100; As – до 300; Mo – 20. Формация медно-порфировая
III-4	4	Водораздел рек Теректа–Теректушка	[167]	ПГХО. Высокой (3) концентрации (г/т): Cu – 300; Ag – 0,7; площадь – 8,2 км ² . В единичных пробах: Cu – 2000–3000 г/т, Ag – до 10 г/т. В зонах окварцевания и эпидотизации в экзо- и эндоконтакте штоков катандинского комплекса
III-4	6	Водораздел рек Теректа–Теректушка	[167]	ПМ. Зона амфиболитизации, эпидотизации, окварцевания и калишпатизации метаморфических сланцев. Содержания в 3-х пробах: Cu – до 0,2%, Ag – 1 г/т. Формация медно-кварцевая жильная
III-4	9	Правобережье р. Чендек, в 2,2 км от в.о. 1734,8 по аз. 150°	[167]	ПМ. Зона сульфидной минерализации и интенсивной карбонатизации (m – 15 м) в метаморфических сланцах терехтинского комплекса. Карбонатные прожилки (m – 5–6 см) содержат гнезда халькопирита (до 2–3 см), малахит, азурит и пирит. Содержание Cu – 0,7%. Формация медно-кварцевая жильная
IV-2	3	В 1,5 км западнее с. Кайтанак, у в.о. 1350,5	[167]	ПМ. Метаморфические сланцы терехтинского комплекса с жилками кварца, содержащими малахит и лимонит. Содержания: Cu – 1%; Ag – 0,7 г/т. Формация медно-кварцевая жильная
IV-2	4	Левый борт р. Уюлушка	Авторы	П. Зона рассланцевания, окварцевания и малахитизации (m – 10–20 м) юго-восточного простирания в тектоническом клине выполненном отложениями горноалтайской серии. Зона приурочена к Восточно-Кайтанакскому разлому. Содержания (г/т): Cu – от 250 г/т до 1%, Ag – 0,8–30 (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
IV-2	14	Правобережье р. Прямой Кайтанак	Авторы	ПМ. Дайка окварцованных дацитов коргонского комплекса с пиритом, халькопиритом и малахитом. Содержания (г/т): Cu – 4000, Ag – 10, Bi – 50. Формация медно-порфировая
IV-2	21	Юго-западный склон г. Кабануха	Авторы	ПМ. Альбит-хлорит-амфибол-эпидот-кварцевые сланцы терехтинского комплекса с линзами и прожилками кварца с халькопирит-пиритовой вкрапленностью (1–5 мм), прорванные дайками диорит-порфиров катандинского комплекса. Содержания (г/т): Cu – 4000, Ag – 1,2 (ПКСА). Формация медно-кварцевая жильная
IV-3	1	В 2,8 км от в.о. 1474,3 по аз. 225°	[167]	ПМ. Зона лимонитизации сланцев терехтинского комплекса, насыщенная кварцевыми жилами с примазками малахи-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				та. Содержания в двух пробах (г/т): Cu – до 4000; As – до 200. Формация медно-кварцевая жильная
IV-3	11	Восточная часть хр. Каменный Белок	[167]	ПМ. Пржилки молочно-белого кварца (до 1 см) и линзы (до 20х10 см) альбит-кварцевого состава с сульфидами Cu и Fe в основных вулканитах сугашской свиты. Содержания: Cu – 1%, Ag – 2 г/т. Формация медно-кварцевая жильная
IV-3	16	Левобережье р. Окол	[167]	ПМ. Зона окварцевания, ороговикования и сульфидизации песчаников с редкими прослоями алевролитов (1 – 500 м). Содержание Cu – 0,2%. Формация медно-кварцевая жильная
IV-3	28	Верховья левого притока р. Проездная Мультя	[167]	ПГХО. Высокой (3) концентрации Cu – 0,05%; площадь – 1,5 км ² . В зоне дробления ороговикovaných песчаников
<i>Свинец</i>				
I-2	1	Левый приток р. Тюгюрюк в верховьях	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 35 г/т, Y – 30 г/т, Yb – 3 г/т; протяженность – 2,5 км
I-2	2	Левый приток р. Есим	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 30 г/т, Y – 35 г/т; протяженность – 2,4 км
I-2	13	Верховья р. Марчалугат	Авторы	ПМ. Аргиллизированные риолиты куратинского комплекса с содержаниями (г/т): Pb – 1500; Zn – 300; Ag – 2; As – 1200 (ПКСА), Au – 0,09 (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-2	19	Левый приток р. Юстик	[173]	ШП. Церуссита – до 12 зерен, в ассоциации с галенитом – до 3 зерен; протяженность – 1,8 км
I-3	5	р. Семисарт	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Pb – 80 (2); As – 40 (2); Zn – 367 (1); Ag – 0,2 (1); Hg – 0,026 (1); протяженность – 4,6 км
I-3	10	Урскульское Северное	[193], авторы	П. Три зоны полиметаллической минерализации (Восточная, Центральная и Западная), приуроченных к окварцованным и расланцованным риолитам. Минерализация представлена вкрапленностью, гнездами и прожилками галенита и сфалерита, реже пирита и пирротина. Мощность минерализованных пород от 1–2 до 12 м, линзообразная центральная зона мощностью до 120 м. Протяженность прослеженных зон – 270, 400 и 500 м. Содержания в минерализованных зонах (ХА): Pb – 0,18–0,95%, Zn – 0,75–1,75%. В отвалах канав в окварцованных риолитах и их туфах; в серицит-кварцевых метасоматитах сульфидная минерализация (галенит, сфалерит, пирит). В 14-и пробах содержания (г/т): Au – 0,12–0,6; Sb – 3–76,9; Hg – 1,2–7,3 (ААА); Pb – до 4000; Zn – до 1%; Ag – до 15; As – до 6000 (ПКСА). Проведено пунктирно-бороздовое опробование (1,5 м) серицит-кварцевых метасоматитов из полотна канавы, содержания (г/т): Au – 0,4 (ААА). К проявлению приурочен ПГХО Au, Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	23	Урскульское Центральное	[193], авторы	П. Два рудных тела, вскрыты канавами, скважинами и шурфами с рассечками и 7 зон с полиметаллической минерализацией. Рудные тела линзообразной формы, крутопадающие на восток. Рудовмещающими являются окварцованные, хлоритизированные, серицитизированные и карбонатизированные риолиты, лавобрекчии и туфы кислого состава. Рудная минерализация представлена галенитом, сфалеритом, реже пиритом, халькопиритом, пирротинном. Содержания: Pb – 0,95–3,14% и Zn – 0,3–2,5% (ХА). Скважинами вскрыто несколько слепых рудных тел с содержаниями: Pb – 0,03–0,66%; Zn – 2,89–7,19%. Рудные тела переходит в зоны оруденения и минерализации с содержаниями (%): Pb – до 0,26–0,27 и Zn – до 0,55–1,11; Ag – до 2,6 г/т. Запасы, подсчитанные до глубины 100–150 м: Pb – 5,9 тыс. т; Zn – 4,6 тыс. т. В отвалах канав в окварцованных, серицитизированных и лимонитизированных риолитах, серицит-кварц-калишатовых и калишпат-кварц-слюдистых метасоматитах с сульфидами в 14-и пробах установлены содержания (г/т): Au – 0,14–0,7; Sb – 1,8–34; Hg – 0,3–41,2 (ААА); Pb – 40–2000; Zn – 120–1% и более; Ag – 0,3–80

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				(ПКСА). В протолочках весовые содержания галенита, сфалерита, смитсонита, пирита, марказита, 18 знаков золота. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	31	Водораздел рек Каирлык–Арыгем	Авторы	П. В отвалах двух старых канав слюдисто-полевошпат-кварцевые метасоматиты с овоидами пирит-сфалерит-галенитового состава. Содержания (г/т): Pb – 100–8000, Zn – 300–1000, Ag – 1,2–3 (ПКСА); Au – 0,15–0,2 (ААА). Расположено в пределах ПГХО Au, Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	33	Правый склон долины р. Шибе	[211]	ПМ. Зона окварцевания (m – 1 м) в риолитах с редкой вкрапленностью галенита, сфалерита и пирита. Среднее содержание: Pb – 0,05%; Zn – 0,84%. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	35	Урсульское Южное	[193], авторы	П. Канавой вскрыты окварцованные риолиты и черные алевропелиты с рудной минерализацией. представленной галенитом, сфалеритом, пиритом, реже антимонитом. Содержание (ХА): Pb – 1,22%; Zn – 3,74% (m – 1 м). В отвалах канав окварцованные риолиты с сульфидами; содержание Au – 0,15–0,2 г/т (ААА). Расположено в пределах ПГХО Au, Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-1	4	р. Бурундушка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 35 г/т, Bi – 1 г/т; протяженность – 5,5 км
II-1	7	Правый приток р. Сарычмень	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 40 г/т, Sn – 3 г/т; протяженность – 3,3 км
II-2	3	р. Мал. Булухта	[165]	ШП. Минералов Pb – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 2,5 км
II-2	4	р. Тюгюрюк	[165, 188, 194]	ШП. Галенита и других минералов Pb – 1–10 зерен; протяженность – 5,6 км
II-2	12	Левый склон долины р. Булухтенек	[194], авторы	ПМ. Кварцевые прожилки в алевролитах суммарной мощностью 0,3 м с вкрапленностью сфалерита и галенита (1 – 2 м). Содержания: Zn – 2,76%, Pb – 2,01% (ХА). В районе рудопоявления окварцованные песчаники с сульфидами. Содержания Au – 0,04 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-2	13	рр. Чанкыр и Тюгюрюк	[165]	ШП. Минералы Pb – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 5,7 км. В 4-х пробах золото – 1–10 зерен
II-2	15	р. Бол. Булухта	[165]	ШП. Минералы Pb – от 1–10 до 50–100 зерен; протяженность – 5 км
II-2	17	Правый приток р. Тюгюрюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Pb – 35 г/т; протяженность – 2,6 км
II-3	4	Маргалинское	[26], авторы	П. В стенке кара в риолитах рудное тело (m – 10–15 см) сульфидного состава. Содержания (%): Zn – 5,48; Pb – 0,19 (ХА). Руды брекчиевой структуры; халькопирит, сфалерит и галенит являются цементом для раздробленной пиритиновой массы. В окварцованных кислых эффузивах с мало-мощными кварцево-жильными зонками (m – 1–20 см) с охрами лимонита и с сульфидами установлены содержания (г/т): Au – 0,11–0,3; Sb – 1,9–36,4 (ААА). В одной пробе Pb – 5%; Zn – 0,3%; Ag – 60 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	16	Водораздел рек Арченда–Маргала	[189]	ПМ. Зона окварцевания, серицитизации и сульфидизации в риолитах и туфах вдоль контакта с черными рассланцованными алевропелитами (m – 1,8–8 м). Сульфиды представлены галенитом и сфалеритом. Содержания (%): Pb – до 0,25; Zn – до 0,29. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	18	Верховье р. Арченда	[211], авторы	П. В риолитах, вскрытых канавой, на контакте с алевропелитами гнезда и вкрапленность галенита и сфалерита. Содержания (%): Pb – до 0,25; Zn – до 0,29 (ХА). В отвалах канавы измененные лимонитизированные риолиты и туфы трахириолитов куратинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,2–0,5; Sb – 2,6–12; Hg – 0,7–9,2 (ААА); Pb – 400–1200; Zn – 50–1000; Ag – 0,8–60 (ПКСА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	23	Верхнеарчендинское	[209, 211], авторы	П. В интенсивно окварцованных и пиритизированных риолитах и лавобрекчиях зона флюоритизации с ветвящимися

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				флюоритовыми жилами и прожилками (1 – 40 м, m – 1,5–2 м), содержащими гнездовую вкрапленность галенита. В окварцованных риолитах содержания: Pb – 0,02–0,03%; Zn – 0,91–2,28% (ХА). В окварцованных, лимонитизированных риолитах с тонкими пирит-лимонитовыми просечками, прожилками и вкрапленностью флюорита, в серицитизированных, окварцованных туфах содержания в 6-и пробах (г/т): Au – 0,08–0,3 (ААА); Pb – 40–600, Zn – до 500 (ПКСА). В обломках (до 3–4 см) пирит-галенитовые руды. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	29	Верхнекастахтинское	[219], авторы	П. Рудовмещающей является туфогенно-осадочная пачка (m – 150–180 м) куратинской свиты. Наиболее продуктивный горизонт темно-серых известковистых углеродсодержащих алевролитов с прослоями карбонатизированных песчаников. Рудное тело прослежено по коренным выходам, развалам и горными выработками на 300 м. Рудные минералы представлены сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом; в зоне окисления – церусситом, азуритом и малахитом. Содержания: Pb – 0,24–6,88%; Zn – 0,62–10,32% (ПКСА, ХА). Подсчитаны запасы по рудному телу на глубину 150 м (l – 300 м, m – 12,7 м). Общие запасы, при содержаниях Pb – 1,62%, Zn – 2,4%, составили: Pb – 13,4 тыс. т, Zn – 19,9 тыс. т. Установлена зона окварцевания и сульфидизации в риолитах, прослеженная по коренным выходам и развалам на 800 м. Содержания в 6-и пробах (г/т): Au – 0,16–0,3; Sb – 0,5–19,4 (ААА). В пробе из жильного кварца с сульфидами (г/т): Pb – 1000, Zn – 400, Ag – 15, Cu >> 1% (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	32	Верховье правого притока р. Кастахта	[161]	ПМ. Глыба кислой эффузивной, брекчированной породы, пронизанной прожилками сфалерита и галенита. Содержания: Pb – 1,36%; Zn – 9,36% (ХА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	3	Верхнестерехтинское	[190, 218], авторы	П. Несколько зон оруденения. Основная 4-ая рудная зона представлена полосой катаклазированных гидротермально-измененных известковистых алевропелитов, на контакте с туфами кислого состава. Прослежена горными выработками, по обнажениям и свалам (l – 1500 м, m – 1,5–7 м). Околорудные изменения выражаются в окварцевании, хлоритизации, серицитизации. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит и пирит. Содержания: Pb – 0,03–1,78%; Zn – 0,01–1% (ПКСА, ХА). 5-ая рудная зона субширотного простирания вскрыта канавой, прослежена по коренным выходам и свалам (l – 50 м, m – 3–7 м). Содержания Pb – 0,5–1,5%; Zn – 0,08–1%. В лимонитизированных, окварцованных и биотитизированных риолитах куратинского комплекса и биотит-калийшпат-кварцевых метасоматитах с просечки и вкрапленностью сульфидов содержания (г/т): Au – 0,11–0,2 (ААА); Zn – до 400 (ПКСА). В протолочке весовые содержания лимонита и пирита, 3 знака золота. Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	8	Левый борт р. Бол. Теректа	[190]	ПМ. Зона дробления (m – до 1,5 м) в известняках силура с вкрапленностью и тонкими прожилками халькопирита, пирита и малахита. Содержания: Pb – 1%; Zn – 0,5% (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	12	Приустьевая часть р. Букала	[190]	ШП. Галенита – 1 до 10 зерен; протяженность – 4,2 км
II-4	25	Бассейн р. Чернушка	[190]	ШО. Галенита – до 50 зерен, редко в ассоциации с церусситом; площадь – 3,5 км ² . Среди вулканогенно-осадочных отложений куратинской свиты
II-4	30	Приустьевая часть р. Черная Теректа	[190]	ШП. Галенита – единичные знаки, в ассоциации с висмутином – 1–60 зерен и бисмутитом – 1–10 зерен; протяженность – 4,9 км
II-4	31	Район в.о. 2215,9	[190], авторы	П. Среди рассланцованных риолитов в зоне сопряжения вулканитов куратинской свиты и карбонатно-терригенных

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				отложений силура гидротермально-измененные породы с прожилково-вкрапленной минерализацией, представленной халькопиритом, сфалеритом, пиритом. Содержания: Zn – 5%, Cu – 5%, Pb – 0,7%; Ag – 20 г/т (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	32	Правый приток р. Черная Теректа	[209]	ПМ. Эффузивы, густопронизанные ветвящимися мало-мощными кварцевыми жилами с редкой мелкогнездовой вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержания: Pb – 3,15%; Zn – 0,64% (ХА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	33	Верховье р. Ка-стахта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 70 г/т, Zn – 225 г/т; протяженность – 3,2 км
II-4	34	Верховье р. Чернушка	[190]	ПМ. Приурочено к тектонической зоне сопряжения брекчированных известняков силура и девонских вулканитов. Минерализация представлена убогой вкрапленностью и мелкими прожилками халькопирита и примазками малахита. Содержания: Zn – 1,12%; Cu – 1% (ХА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	36	Черно-Терехтинское	[209], авторы	П. Полиметаллическая минерализация в тонких кварцевых и кварц-кальцитовых прожилках (от 1–3 до 10–15 см), густопронизывающих интенсивно рассланцованные эффузивно-осадочные отложения куратинской свиты. Гнездообразная вкрапленность галенита, сфалерита, редко халькопирита. Содержания: Pb – 0,02–0,72%, до 3,15%; Zn – 0,64–3,51% (ХА). Канавками вскрыты маломощные зоны дробления и брекчирования пород (m – 0,6 м), в которых мелко-гнездовая вкрапленность сфалерита и галенита сцементирована кварц-кальцитовой массой. Содержания: Pb – 0,3–2,88%; Zn – 0,16–5,47% (ХА). Мелкая гнездообразная вкрапленность галенита и сфалерита и в эффузивно-осадочных породах. Содержания: Pb – 0,05–2,51%; Zn – 1,30% (ХА). В отвалах канав кварц-альбитовые метасоматиты по эффузивам с вкрапленностью сульфидов; содержания (г/т): Pb – 80; Zn – 800 (ПКСА); Au – 0,03, Sb – 51,2 (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	37	Верховья р. Кара-Су	[190], авторы	ПМ. Маломощная зона рассланцевания в приконтактной части субвулканического тела риолитов и рассланцованных известковистых алевропелитов. Минерализация представлена вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. Содержания: Pb – 0,7%; Zn – 0,5% (ПКСА). В окварцованных лимонитизированных риолитах с вкрапленностью пирита и сфалерита, содержания: Zn – 0,5%; Pb – 0,12% (ПКСА); Au – 0,06 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	38	р. Теректушка	[190]	ПП. Галенита – 1–7 зерен; протяженность – 2,7 км
II-4	41	Правый приток р. Черная Теректа	[209]	ПМ. Минерализованные участки среди терригенных отложений с тонкими прожилками и линзочками галенита, сфалерита и продуктов их окисления. В сильно перемятых, трещиноватых сланцах кварц-кальцитовые желваки с мелкой вкрапленностью галенита. Содержания: Pb – 4,36%, Zn – 1,11% (ХА). В альбитизированных рассланцованных лимонитизированных туфах смешанного состава с реликтами сульфидной вкрапленности содержания Au – 0,1 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	45	Левый склон р. Бол. Теректа	[190]	ПМ. Дайка риолитов куратинского комплекса в известковистых алевропелитах силура. Породы интенсивно брекчированы, окварцованы и содержат мелкую вкрапленность халькопирита и пирита (l – 30 м). Содержания: Pb – 0,1%, Zn – 0,03% (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	48	Левый борт р. Бол. Теректа	[190]	ПМ. Зона дробления мощностью до 1,5 м среди известняков силура с рассеянной вкрапленностью и тонкими прожилками халькопирита, пирита и малахита. Содержания: Pb – 1%, Zn – 0,5%, Cu – 1% (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	55	р. Теректушка	[190]	ПП. Галенита – до 15 зерен, редко ассоциирует с церусситом – до 8 зерен; протяженность – 7,2 км

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	57	Среднее течение р. Теректушка	[190]	ПМ. Свалы гидротермально-измененных силурийских пород с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. Содержания: Pb – 1%; Zn – 0,3% (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
III-1	2	Правый приток р. Сарычмень	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Pb – 40 г/т, Sn – 3 г/т; протяженность – 3 км
IV-3	14	р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Pb – 30 г/т; протяженность – 3 км
IV-3	19	р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Pb – 35 г/т; протяженность – 3,6 км
IV-4	5	Правый приток р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Pb – 30 г/т; протяженность – 3,3 км
<i>Цинк</i>				
I-3	25	р. Кызыл-Шин	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Zn – 1600 (3), Pb – 100 (2), Au – 0,03 (1), Ag – 0,09 (1); протяженность – 7 км
I-3	37	р. Барбок	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Zn – 200 г/т, Hg – 0,027 г/т; протяженность – 3,7 км
I-3	43	р. Башкудюр	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2): Zn – 500 г/т (max – 1000 г/т), Hg – 0,09 г/т (max – 0,23 г/т); протяженность – 7,8 км
I-3	45	Верховье р. Арыгем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Zn – 200 г/т, Ag – 0,2 г/т, Mo – 5 г/т; протяженность – 3 км
I-4	37	р. Байджера	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Zn – 175 г/т; протяженность – 3,2 км
II-3	24	Верховье р. Бол. Карыгем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Zn – 330 г/т, Pb – 40 г/т; протяженность – 5,8 км
II-3	27	Куругешское	[26, 210]	П. Свалы кремнисто-карбонатных пород с густой вкрапленностью сульфидов, в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Содержания (%): Zn – 0,1–1, Pb – 0,01–0,1 (ПКСА). Зона карбонатно-кварцевых пород вскрыта канавами, установлена линзообразная форма тела метасоматитов и их северо-западное простирание (l – 170–200 м, m – 11 м). Породы состоят из кварца и карбоната (кальцит, анкерит) с вторичными минералами Cu и Ni. В отдельных пробах Zn – 0,04–0,14%. Формация свинцово-цинковая жильная
II-3	30	Верховья р. Ка-стахта на правом склоне долины	[209]	П. Свалы глыб лимонитизированных известковистых пород курагинской свиты с редкой вкрапленностью сфалерита и галенита, прослеженные вниз по склону в полосе субмеридионального простирания (l – 4000 м, m – 10–15 м). Содержания: Zn – 0,13–3,06%, Pb – 2,49–2,88% (ХА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	39	Участок 4-го правого притока р. Черная Теректа	[190]	П. В зоне разлома среди вулканогенных отложений курагинской свиты жила кальцита (m – 0,1–1 м) с редкой вкрапленностью халькопирита и галенита. Содержания: Zn – 0,3%, Pb – 0,07–5% (ПКСА). В обломках кварц-карбонатного состава с вкрапленностью и тонкими прожилками галенита и халькопирита содержания: Zn – 0,07%, Pb – 0,1%. По простиранию минерализованная зона прослежена на 220 м. Формация свинцово-цинковая жильная
II-4	40	Большетерехтинское	[165]	П. Зона тектонического контакта силурийских и девонских карбонатно-терригенных отложений, прорванные дайками диорит-порфириров. Породы интенсивно брекчированы и лимонитизированы. В известняках отмечены гнезда зернистых агрегатов сфалерита и галенита. Содержания: Zn > 5%; Pb – 1–5%; Ag – 0,1–1%. Формация свинцово-цинковая жильная
II-4	47	Среднее течение р. Теректушка	[190]	ПМ. Брекчированные и лимонитизированные породы барагашской свиты в зоне разлома с гнездами сфалерита и галенита. Содержания (%): Pb – 5, Zn – 5, Cu – 1,5 (ПКСА). Формация свинцово-цинковая жильная
IV-1	2	р. Озерная Бирукса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Zn – 200 г/т; протяженность – 4,4 км
<i>Никель</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	8	Правый приток р. Катунь	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ni – 80 г/т; протяженность – 4 км
IV-2	5	р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 130 г/т, Cr – 115 г/т; протяженность – 3,2 км
IV-2	7	р. Кайтанак и ее левый приток	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 120 г/т, Cr – 150 г/т; протяженность – 4,7 км
IV-2	8	Левый приток р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 150 г/т, Cr – 150 г/т; протяженность – 4,2 км
IV-2	10	р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 130 г/т, Cr – 170 г/т; протяженность – 4,6 км
IV-2	11	Правый приток р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 120 г/т, Cr – 230 г/т; протяженность – 5 км
IV-2	13	р. Прямой Кайтанак и ее левый приток	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Ni – 83 г/т, Cr – 220 г/т; протяженность – 5 км
IV-2	28	р. Пологая	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Cr – 125 г/т, Ni – 100 г/т; протяженность – 4 км
IV-3	5	р. Юхпихта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) (г/т): Ni – 85, Cr – 125; протяженность – 7,2 км
<i>Молибден</i>				
IV-3	29	Водораздел рек Мульта–Бол. Сугаш	[167]	ПМ. Эндоконтактовая зона Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Делювиальные развалы кварца с молибденитом, шеелитом, реже висмутином. Не опробован. Формация вольфрам-молибденовая грейзеновая
IV-3	33	Холодно-Гольцовское	[167, 189], авторы	П. Расположено в эндоконтактовой зоне гранитоидного массива. Рудными телами являются протяженные кварцевые жилы (l – до 324 м; m – до 0,5 м), в основном субширотного простирания с крутым падением на юг. Канавыми вскрыты 4 кварцевые жилы (l – 7–9 м; m – 0,17–0,37 м) и 2 кварцевые жилы, полого падающие на юго-восток. По отдельным свалам жилы прослежены по простиранию на 110–190 м. Приконтактные части жил окварцованы, грейзенизированы. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом, шеелитом, висмутином, бисмутитом, молибденовыми охрами. Концентрации полезных компонентов варьируют в пределах: Mo – 0,06–2,1 кг/т, Bi – 0,07–0,54 кг/т; WO ₃ – 0,03–0,06 кг/т. Наиболее богатые руды связаны с мусковит-кварцевыми жилами субширотного простирания, локализованными в грейзенизированных гранитах. Содержания в 2-х пробах из жильного кварца с сульфидами (г/т): Au – 0,3–0,9; Sb – 0,7–2; Hg – 8–32 (AAA); Bi – от >1000 г/т до ~1%; Mo – от 60 до >>300; W – 8–600; Ag – 0,8–100 (ПКСА). Содержания в 2-х пробах из грейзенизированных гранитов и гранодиоритов с сульфидами (г/т): Au – 0,12–0,18; Hg – 75–79 (AAA); W – 500–600; Bi – 8–20; Mo – 4–5. Формация вольфрам-молибденовая грейзеновая
IV-3	37	Водораздел урочище Зайченое–р. Бол. Сугаш	[167]	ПМ. Делювий и редкие коренные выходы кварцевых жил с молибденитом, шеелитом, висмутином в экзо- и эндоконтакте Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Формация вольфрам-молибденовая грейзеновая
<i>Вольфрам</i>				
IV-2	16	руч. Агафониha	[167]	ШП. Шеелита – 6–34 знаков, протяженность – 2,6 км. Приурочен к гранитоидам катандинского комплекса
IV-3	8	Бассейн руч. Воровской Ключ	[167]	ШО. Шеелита – 45–160 знаков, площадь – 5 км ² . Генетически связан с малыми телами гранитоидов в зоне Окольского разлома
IV-3	12	Бассейн р. Бол. Окол	[167]	ШО. Шеелита – 1–100 знаков, редко до 1 г/т; площадь – 15,3 км ²
IV-3	15	р. Бол. Сугаш	[167]	ШП. Шеелита – 10–50 знаков, протяженность – 5,6 км. Приурочен к гранитоидам Катандинского комплекса
IV-3	31	Левый борт левого среднего притока р. Проездная Мульта	[167]	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы ороговикованных песчаников в экзоконтакте Холодно-Гольцовского гранитоидного массива. Мелкие обломки кварца с рудной минерализацией, представленной халькопиритом, пиритом, малахитом, лимонитом. В зальбанде жил мелкокристалличе-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				ский агрегат (до 1х4 мм) шеелита. В кварце с сульфидами: W – до 1% (ПКСА); Au – до 0,04 г/т (СПХА). Формация золото-шеелит-кварцевая
IV-3	32	Правый борт левого притока р. Проездная Мульты	[167]	ПМ. В экзоконтакте Холодно-Гольцовского гранитоидного массива среди песчаников и алевролитов развалы и редкие коренные выходы кварца с шеелитом, реже с молибденитом, висмутином, халькопиритом, малахитом, пиритом. Из кварца с шеелитом взята проба 18,7 кг. Содержание: WO ₃ – 4,35% (ХА). В 3-х пробах установлено: W – до 0,3% (ПКСА), Au – до 0,01 г/т (СПХА). Формация золото-шеелит-кварцевая
IV-3	35	Правый борт левого притока р. Проездная Мульты	[156]	ПМ. Свалы кварцевых глыб, в т.ч. интенсивно минерализованных шеелитом. Вольфрамовое оруденение представлено крупными зернами шеелита, а иногда и прожилками; содержание WO ₃ – 1,22%. Формация золото-шеелит-кварцевая
IV-3	36	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	П. Окварцованные гранодиориты кварцевыми жилами обогащенными, как и контакты гранодиоритов, сульфидами. В кварцевой жиле содержания (г/т): W>1%, Mo ~300, Bi – 8 (ПКСА); Au – 0,2, Hg – 2422 (ААА); в гранодиоритах содержания (г/т): W – 800 (ПКСА); Au – 0,2, Hg – 16 (ААА). Формация золото-шеелит-кварцевая
IV-4	8	рр. Проездная Мульты и Крепкая	[167]	ШП. Шеелита – 1–100 знаков, реже до 1 г/т; протяженность – 7,4 км
<i>Олово</i>				
I-4	28	р. Каракол и ее левый приток	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Sn – 4 г/т; протяженность – 6,8 км
II-4	1	Верховья р. Черная Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Sn – 3 г/т; протяженность – 5 км
II-4	5	Верховья р. Черная Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Sn – 4 г/т; протяженность – 5 км
II-4	8	р. Яманушка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Sn – 3 г/т, Mo – 3,7 г/т; протяженность – 3,5 км
<i>Ртуть</i>				
I-1	2	Левый приток р. Делд-Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,032 г/т; протяженность – 3 км
I-1	13	р. Аксас	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,027 г/т; протяженность – 3 км
I-1	15	г. Аксас	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (2) Hg – 0,1–0,4 г/т на площади – 1,7 км ² ; в девонских отложениях ергольской свиты
I-2	2	р. Марчалугат	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,053 г/т; протяженность – 14,5 км
I-2	3	Левый приток р. Тюгюрюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,068 г/т, Ag – 0,2 г/т; протяженность – 2 км
I-2	10	Левый приток р. Тюгюрюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) Hg – 0,062 г/т (max Hg – 0,11 г/т); протяженность – 6,8 км
I-2	12	р. Тюгюрюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,031 г/т; протяженность – 6,7 км
I-3	1	р. Есим	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,038 г/т, Ag – 0,17 г/т; протяженность – 5 км
I-3	24	Русло и правый склон долины р. Актюл	[211]	ШО. Киновари – до 83 знаков в аллювии и до 1000 знаков в делювии; площадь – 2,5 км ²
I-3	30	Актюльское	[192, 211]	П. Кварц-карбонатные жилы (l – 75–92 м; m – 10–70 см) с киноварью в алевролитах и песчаниках чинетинской свиты в зоне Актюльского разлома. Рассеянная вкрапленность и гнезда киновари отмечаются в зонах дробления пород. кварцево-карбонатной жиле (аз. прост. 290–330°). Содержание Hg – 0,008–2,89%. Рудопроявление сопровождается ШО киновари. Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
I-3	51	Левый приток р. Башкудюр	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,041 г/т; протяженность – 2 км
I-3	55	Верховья р. Барбок	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				(1) Hg – 0,036 г/т; Sn – 3 г/т; протяженность – 5,6 км
П-1	3	Междуречье рек Абай–Кокса	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,1–0,5 (3); Au – 0,04–0,07 (2); Sb – 0,6–3 (2) на площади – 2 км ² в вулканогенных образованиях девона
П-1	6	Правый борт р. Свинцовый Ключ	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,1–0,3 (3); Au – 0,04–0,05 (2); Sb – 0,5–28 (2); на площади – 1,5 км ² ; в измененных риолитах коргонского комплекса
П-2	6	Левый склон долины р. Тюгюрюк	[194]	ПМ. Минерализованные силурийские терригенные породы шириной около 300 м, приуроченные к зоне разлома широтного направления. Содержание Hg – 50–1000 г/т. Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
П-2	9	р. Чанкыр	[161, 165]	ШП. Киновари – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 4 км
П-2	10	Правый склон р. Чанкыр	[173, 194]	ПМ. Гидротермально-измененные силурийские известняки с рассеянной мелкой вкрапленностью киновари, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости (m – 1–2 м, l – 200 м). Содержания: Hg – до 400 г/т (ХА). Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
П-2	14	Левый склон долины р. Булхутенок	[194], авторы	ПМ. Зона дробления известняков и туфов андезитов с маломощными кварцевыми прожилками (до 15 см) с вкрапленностью киновари. В борздовой пробе из канав содержание Hg – 0,01–0,04% (ХА). В районе проявления выявлены карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты по туфам с содержаниями (г/т): Au – 0,04; Sb – 6,3; Hg – 0,2 (ААА). Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
П-2	24	Правый борт р. Свинцовый Ключ	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,1–0,5 (3); Au – 0,03–0,11 (2); Sb – 2,9–10 (2); на площади – 1,9 км ² ; в дайках диорит-порфиров катандинского комплекса и риолитах коргонского комплекса, измененных породах терехтинского комплекса
П-2	27	Правый борт р. Свинцовый Ключ	Авторы	ПГХО. Высокие концентрации (3) Hg – 0,1–0,3 г/т на площади – 2,4 км ² в дайках лейкодолеритов терехтинского комплекса и лейкогранит-порфиров катандинского комплекса, в породах терехтинского комплекса
П-2	28	р. Тюгюрюк	[165]	ШП. Киновари – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 8 км
П-3	8	р. Бол. Чибит	[161, 165, 187, 194]	ШП. Киновари – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 10 км
П-3	9	р. Куругеш	[165, 173]	ШП. Киновари – 1–12 зерен; протяженность – 8,1 км
П-3	11	р. Куругеш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,027 г/т, Y – 30 г/т; протяженность – 5 км
П-3	12	р. Долгий Ключ, правый приток р. Бол. Карыгем	[161, 165, 173]	ШП. Киновари – 1–14 зерен; протяженность – 4,3 км. В средней части ассоциирует с пироморфитом – 2–67 зерен
П-3	20	р. Бол. Чибит	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) Hg – 0,106 г/т; протяженность – 3,7 км
П-3	21	Чибитское	[210, 211], авторы	П. В поле развития девонских пестроцветных осадочных отложений, в зоне Чарышско-Терехтинского разлома. Киноварная минерализация приурочена к известковистым песчаникам, которые в виде линз и маломощных прослоев (m – 0,2–1 м, l < 50 м) составляют средние части более крупных линз известковистых алевролитов. Содержание в борздовых пробах Hg – 200–300 г/т (ХА). Прожилки киновари ветвистые и весьма маломощные. Встречена глыба антимонита. В отвалах старых канав кварц-лимонитовые метасоматиты, кварциты и карбонат-кварцевые брекчии. Содержания (г/т): Au – 0,02–0,03; Sb – 3–90 (ААА); Sb – до 300 (ПКСА). Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
П-3	26	Правый приток р. Бол. Карыгем	[173, 189]	ПМ. Канавами вскрыта зона дробления северо-западного простирания (m – 0,1–1 м, l – 110 м) среди рассланцованных известняков, вдоль которой развита глина трения красно-бурого цвета с карбонатным цементом. Содержание киновари в протолочках из этой зоны – 20–50 зерен на 2–3 кг промытой породы. Содержание Hg – 0,01–0,1 г/т (ПКСА). В делювии киноварь – до 150 зерен. Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	28	Правый приток р. Бол. Карыгем	[211]	ШП. Киновари – 1–12 зерен; протяженность – 2 км
II-4	27	Чернушинское	[190], авторы	П. Среди вулканогенно-осадочных отложений куратинской свиты в зоне сопряжения Чернушинского и Чарышско-Терехтинского глубинного разломов породы брекчированы, окварцованы, сульфидизированы, карбонатизированы, серицитизированы, аргиллизированы (m ~50 м). Установлена ртутная (киноварь), сурьмяная (антимонит) и полиметаллическая минерализация. Содержания: Hg – 0,17%; Sb – 0,02–13,75% (ХА). Формация сурьмяно-ртутная аргиллизитовая
III-1	3	Верховье р. Пологая, в левом борту р. Красноярка	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации: Hg – 0,1–37,9 г/т (3) и Au – 0,05–0,09 г/т (2) на площади – 3,6 км ² ; в отложениях ергольской свиты, прорванных субвулканическими образованиями коргонского комплекса
III-2	8	Левобережье р. Огневочка	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,1–0,3 (3); Au – 0,02–0,09 (2) на площади – 3,3 км ² ; в интрузивных образованиях катандинского комплекса
III-2	9	Верховье р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,027 г/т; протяженность – 5 км
III-2	10	Верховье р. Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,028 г/т; протяженность – 3,2 км
III-3	1	р. Кастахта	[165]	ШП. Киновари – 1–10 зерен; протяженность – 7,7 км
III-4	1	Левый склон р. Курунда	[167]	ШО. Киновари – 1–42 знаков; площадью – 2,7 км ²
III-4	12	Правый приток р. Катунь	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,029 г/т; протяженность – 2,6 км
IV-1	5	Левый приток р. Быстрая Бирюкса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,028 г/т; протяженность – 3,2 км
IV-2	18	г. Кабануха	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации Hg – 0,6–24 г/т (3), Au – 0,02–0,16 г/т (2) на площади 3,1 км ² ; в измененных метаморфических сланцах терехтинского комплекса, прорванных дайками диорит-порфиринов катандинского и риолитов коргонского комплекса
IV-2	22	г. Красная	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,2–0,5 (3); Au – 0,02–0,09 (2) на площади – 1,6 км ² ; в девонских отложениях холзунской и коргонской свит
IV-2	27	г. Красная	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 0,2–0,4 (3); Au – 0,03–0,08 (2); на площади – 2 км ² ; в девонских отложениях холзунской свиты и в эндоконтакте гранитной интрузии катандинского комплекса
IV-2	30	р. Тикеля	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,028 г/т; протяженность – 3,8 км
IV-3	7	р. Юхпихта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Hg – 0,026 г/т; протяженность – 3,6 км
IV-3	17	Правобережье р. Погорелка	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (г/т): Hg – 1,3 (3); Au – 0,05 (2) на площади – 2 км ² ; в отложениях сугашской свиты, прорванных диорит-порфиритами катандинского комплекса
IV-3	26	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации: Hg – 0,1–0,3 г/т (3), Au – 0,03–0,05 г/т (2) на площади – 1,6 км ² ; в экзо- и эндоконтакте гранитоидной интрузии катандинского комплекса
<i>Мышьяк</i>				
I-1	4	Левый склон р. Сугаш	[173]	ПГХО. Высокие концентрации (3) As – 100–700 г/т на площади – 1,1 км ² ; в отложениях силура и девона, приуроченных к зоне Чарышско-Терехтинского разлома
I-2	16	Левый приток р. Бол. Булукта	[173]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) As – 20–50 г/т; протяженность – 1 км
I-2	17	Правый приток р. Бол. Булукта	[173]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) As – 20–50 г/т; протяженность – 1,1 км
I-2	18	Левый приток р. Бол. Булукта	[173]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) As – 20–50 г/т; протяженность – 1,1 км
II-2	2	Правый приток р. Бол. Булукта	[173]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) As – 20–50 г/т; протяженность – 1,4 км
II-2	5	Правый приток р. Бол. Булукта	[173]	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) As – 20–50 г/т; протяженность – 2,3 км

Индекс клетки	№ на карте	Название проявле- ния, пункта мине- рализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	7	Правый борт р. Бол. Булукта	[173]	ПГХО. Высокие концентрации As – 100–700 г/т (3) на площади – 1,3 км ² в отложениях силура и девона, приуроченных к зоне Чарышско-Терехтинского разлома
II-2	18	Правый борт р. Бол. Булукта	[173]	ПГХО. Высокие концентрации As – от 100–700 до 1000–5000 г/т (3) на площади 1,8 км ² в девонских отложениях, приуроченных к зоне Чарышско-Терехтинского разлома
II-3	1	р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации: As – 44 г/т (2), Nb – 40 г/т (1); протяженность – 8,6 км
II-4	7	Верховье р. Сла- нишка	[190]	ПМ. Среди гидротермально-измененных сланцев в зоне разлома кварц-карбонатная жила (l – 3 м, m – 0,5 м) с многочисленными гнездами желто-бурых охр, вкрапленностью пирита и арсенопирита. Содержание As – 0,5% (ПКСА). Формация не установлена
<i>Сурьма</i>				
II-3	31	Верховье р. Ка- стахта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (3) concentra- ции (г/т): Sb – 20, As – 80; протяженность – 3 км
II-3	33	р. Кастахта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Sb – 20 (3), As – 40 (2); протяженность – 9 км
II-4	29	Западнее в.о. 2499,0	[190]	ПМ Гидротермально-измененные вулканиты куратинской свиты в зоне разлома с содержанием Pb – 0,5% (ПКСА). Формация не установлена
II-4	53	р. Теректушка	[190]	ШО. Антимонита – до 27 зерен; площадь – 5,3 км ²
III-1	10	Правый приток р. Красноярка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Sb – 30 (3), As – 30 (2); протяженность – 3,3 км
III-2	3	Водораздел рр. Кокса–Власевка	[167]	ПГХО. Высокие концентрации (%): Sb – 0,003 (3); As – 0,01 (3); на площади – 3 км ² ; в грейзенизированных гранитах катандинского комплекса и окварцованных, эпидотизиро- ванных метаморфических сланцах терехтинского комплек- са
IV-1	9	р. Громотуха	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Sb – 20 (3), As – 50 (2); протяженность – 3,6 км
IV-2	2	Водораздел рек Черемошка– Юхпихта	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Sb – 0,4–6,7; Hg – 0,2–2,4 на площади – 1,7 км ² ; в апотеридотитовых серпен- тинитах
IV-2	12	Левый приток р. Прямой Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т): Sb – 20 (3), As – 55 (2); протяженность – 3 км
<i>Висмут</i>				
III-2	7	Правобережье р. Тюдэт	[167]	ПМ. Кварцевая жила с сульфидами в зоне контакта габбро и мусковитовых гранитов Тюдетского массива. Содержа- ние (г/т): Bi – 1000, Mo – 50 (ПКСА). Формация не уста- новлена
III-4	2	Правобережье р. Теректа	[167]	ПГХО. Повышенные концентрации (2) Bi – 3 г/т на площа- ди – 6,2 км ² ; в зонах гидротермального изменения пород в экзо- и эндоконтакте штоков гранитов катандинского ком- плекса
III-4	3	Бассейн р. Теректа	[167]	ШО. Бисмутита – до 55 знаков, в ассоциации с базобисму- титом – до 7 знаков; площадь – 13 км ² . Генетически связан с малыми интрузиями катандинского комплекса
IV-3	30	Правый борт лево- го притока р. Про- ездная Мульта	[156]	ПМ. Свалы кварца и коренные выходы кварцевых жил в экзоконтактной ороговикованной зоне гранитоидного массива. В одной жиле (аз. пад. 245°, ∠50–60°, l – 39 м, m – 0,19 м) интенсивная вкрапленность висмутового блеска. В задирковой пробе содержание Bi – 0,12%. Формация не установлена
IV-4	10	р. Проездная Мульта	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Bi – 1,5 г/т; протяженность – 6,1 км
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
I-4	20	Верховья р. Аккем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Be – 4,5 г/т; протяженность – 3,2 км
<i>Цирконий</i>				
I-4	2	Левый приток р. Арыгем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Zr – 130 г/т; протяженность – 2,7 км
I-4	4	р. Арыгем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) concentra- ции (г/т): Zr – 130; Be – 3,5; Au – 0,022; протяженность – 15,7 км

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	35	р. Мажи	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Zr – 150 г/т, Sn – 3 г/т; протяженность – 5,9 км
<i>Редкие земли</i>				
I-3	7	Правый склон р. Барбок	Авторы	ПМ. В отложениях куладинской свиты, представленных серицитизированными, биотитизированными туфами риолитов аномальные содержания P3Э и редких металлов. Содержания (г/т): ΣTR – 536,31; Zr – 791; Nb – 102; Hf – 25,2; Ta – 7,83 (ICP-MS). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-3	60	Водораздел рек Барбок–Арыгем	Авторы	ПМ. Серицитизированные, бититизированные трахириолиты куладинского комплекса. Содержания (г/т): ΣTR – 511,4; Zr – 811 (ICP-MS). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	1	Левобережье р. Каракол	Авторы	П. Субвулканическое тело кварцевых диоритов куладинского комплекса с содержанием (г/т): ΣTR – 560; Zr – 993; Nb – 94,8; Hf – 22,6; Ta – 6,31 (ICP-MS); Au – 0,3 (AAA). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	9	Левый борт р. Каракол	Авторы	П. Интрузия рибекитовых гранитов шибеликского комплекса (S – 0,03 км ²) с содержанием (г/т): ΣTR – 607; Zr – 1260; Nb – 87,2; Hf – 28,8; Ta – 6,46 (ICP-MS); Au – 0,2 (AAA). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	11	Левый борт р. Каракол	Авторы	П. Окварцованные, биотитизированные, пиритизированные трахириодациты куладинского комплекса. Содержания (г/т): ΣTR – 937; Zr – 1580; Nb – 129; Hf – 43,4; Ta – 9,38; U – 10,3 (ICP-MS); Au – 0,4 (AAA). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	16	Правый склон р. Каракол	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело биотитизированных, участками серицитизированных гранодиоритов куладинского комплекса. Содержания (г/т): ΣTR – 437–442, Zr – 690–732 (ICP-MS). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	18	Левый борт р. Каракол	Авторы	П. Интрузия рибекитовых гранитов шибеликского комплекса (S – 0,05 км ²), прорывающая риолиты куладинского комплекса. Содержания (г/т): ΣTR – 670, Zr – 1450; Nb – 109; Hf – 35; Ta – 8,62 (ICP-MS). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	21	Левобережье р. Арыгем	Авторы	П. Интрузия рибекитовых гранитов шибеликского комплекса (S – 0,6 км ²). Содержания (г/т): ΣTR – 597,75; Zr – 1260; Nb – 92,1; Hf – 35,3; Ta – 8,13 (ICP-MS); Au – 0,3 (AAA). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
I-4	26	Левый борт р. Арыгем	Авторы	ПМ. Окварцованные и серицитизированные риолиты куладинского комплекса с кавернозными пустотами, выполненными кварцем и флюоритом. Содержания (г/т): ΣTR – 573,44; Zr – 448; Nb – 89; Hf – 16,3; Ta – 6,42 (ICP-MS); Au – 0,03 (AAA). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
II-2	23	р. Свинцовый ключ	[165]	ШП. Монацита – от 1–10 до 10–50 зерен; протяженность – 4,7 км
II-2	25	р. Мал. Красноярка	[165]	ШП. Монацита – 1–10 зерен; протяженность – 7,7 км
II-4	24	Верховье р. Яманушка	Авторы	ПМ. Дайка граносиенит-порфиров куладинского комплекса (аз. прост. 330°, m – 2 м, l – 10 м) среди отложений куратинской свиты. Содержания (г/т): ΣTR – 542; Zr – 903 (ICP-MS). Формация редкометалльно-редкоземельная апогранитовая
III-2	1	Бассейн рек Мал. Красноярка–Абысарта	[167]	ШО. Монацита в ассоциации с малаконом и ксенотимом – единичные знаки; площадью – 12,0 км ² . Связан с гранитами Красноярского массива
III-2	5	р. Тюдет	[167]	ШП. Монацита в ассоциации с шеелитом – до 1–3% немагнитной фракции; протяженность – 6,1 км. Связан с гранитоидами Тюдетского массива
III-3	2	р. Бол. Громотуха	[167]	ШО. Монацита в ассоциации с малаконом – единичные знаки; площадь – 2,7 км ²
IV-1	13	р. Бирюкса	[167]	ШП. Монацита – до 20 знаков, в ассоциации с шеелитом (до 4% фракции); протяженность – 6 км. Связан с гранито-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявле- ния, пункта мине- рализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				идами Бирюксинского массива
<i>Иттрий</i>				
I-2	15	р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 35 г/т, Yb – 2,8 г/т; протяженность – 10 км
I-3	3	р. Каирлык	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 45 г/т; Yb – 3,5 г/т; протяженность – 3,7 км
I-3	28	Правый приток р. Кызыл-Шин	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т) Y – 80 (2), Yb – 7,5 (2); Pb – 45 (1); Zn – 225 (1); Ag – 0,09 (1); протяженность – 2 км
I-3	36	Верховье р. Арыгем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 30 г/т, Yb – 3,3 г/т; протяженность – 4,8 км
II-1	5	Правый приток р. Кокса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 35 г/т; протяженность – 2,8 км
II-2	21	Левый приток р. Тюгурюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 35 г/т; протяженность – 2,2 км
II-4	9	р. Черная Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 30 г/т; протяженность – 3,4 км
III-1	1	р. Беленькая	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) концентра-ции (г/т) Y – 35, Yb – 3; протяженность – 3,9 км
III-1	4	Верховье р. Поло- гая	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) concentra-ции (г/т) Y – 30, Hg – 0,024; протяженность – 3,6 км
III-4	10	Правый приток р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 30 г/т; протяженность – 2,3 км
III-4	11	р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Y – 35 г/т; протяженность – 3,7 км
IV-1	11	Левый приток р. Бирюкса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) concentra-ции (г/т) Y – 35, Yb – 3,5; протяженность – 2,6 км
IV-3	13	р. Бол. Окол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) concentra-ции (г/т) Y – 30–40, Yb – 2,8; протяженность – 9,4 км
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	1	р. Делд-Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,034 г/т; протяженность – 7 км
I-1	3	Правый борт р. Сугаш	Авторы	ПМ. Разноориентированные прожилки кварца (m – 0,1–5 см) в андезитах ергольской свиты. Как в кварце, так и в зальбандах жил, гнездообразная вкрапленность сульфидов меди, фрагментарно с оторочкой малахита. Содержания (г/т): Au – 0,13, Sb – 3,4 (AAA); Cu – 2500, Ag – 2 (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
I-1	5	Левый приток р. Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,048 г/т; протяженность – 3 км
I-1	7	р. Мал. Карасу	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,024 г/т; протяженность – 3,5 км
I-1	8	Верховье правого притока р. Черный Сугаш	Авторы	ПМ. Рассланцованные силурийские песчаники с многочисленными просечками серицит-мусковитового материала с пиритом. Содержания (г/т): Au – 0,16; Hg – 0,22 (AAA). Формация золото-кварцевая малосульфидная
I-1	9	Правый приток р. Черный Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,038 г/т, Ag – 0,09 г/т; протяженность – 3 км
I-1	11	р. Черный Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,03 г/т, max – 0,064 г/т; протяженность – 19 км
I-1	12	Верховья правого притока р. Черный Сугаш	Авторы	ПМ. Дайка лимонитизированных окварцованных серицитизированных плагиориолитов куратинского комплекса среди силурийских отложений. Содержание Au – 0,11 г/т (AAA). Формация золото-кварцевая малосульфидная
I-1	14	Верховья р. Аюла	[173]	ШП. Золота – 1 зерно; протяженность – 2,3 км
I-1	16	Правый склон долины левого при- тока р. Аюла	[173]	ПМ. Делювиальные свалы (S – 1 км ²) с глыбами кварца размерами до 3 м в девонских отложениях ергольской свиты. В коренных выходах жилы и зоны окварцевания (m – 0,3–0,7 м) преимущественно северо-западного простирания. Содержание Au – до 0,07–2 г/т, As – до 20 г/т. Формация золото-кварцевая малосульфидная
I-1	17	Верховья р. Аюла	[173]	ШП. Золота – 1 зерно; протяженность – 2,2 км
I-2	4	Южный склон г. Яну	Авторы	ПМ. Окварцованные лимонитизированные риолиты куратинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,11; Sb – 3,2 (AAA). Формация золоторудная полиметаллическая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	5	Левый приток р. Тюгюрюк	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Au – 0,027 г/т; Hg – 0,046 г/т; протяженность – 3 км
I-2	6	р. Карлагаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,037 г/т (max – 0,064 г/т); протяженность – 5,5 км
I-2	7	Водораздел левых притоков р. Карлагаш	Авторы	ПМ. Дайка лимонитизированных риолитов куратинского комплекса среди силурийских отложений с содержанием Au – 0,14 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-2	8	Водораздел левых притоков р. Карлагаш	Авторы	ПМ. Дайка лимонитизированных гранит-порфиров куратинского комплекса с вкрапленностью пирита, среди силурийских отложений, с содержанием Au – 0,09–0,1 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-2	9	р. Карлагаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Au – 0,024 г/т; Ag – 0,14 г/т; протяженность – 3 км
I-2	11	Верховья р. Марчугат	Авторы	ПМ. В аргиллизированных риолитах куратинского комплекса содержание Au – 0,1 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-2	14	р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,029 г/т, Hg – 0,041 г/т; протяженность – 4,7 км
I-3	4	Водораздел рек Каирлык–Семисарт	Авторы	ПМ. Интенсивно серицитизированные алевропелиты, пронизанные тонкими инъекциями риолитов куладинского комплекса с содержаниями (г/т): Au – 0,2 (ААА); Nb – 80 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-3	6	Верховье р. Ниж. Карасу	Авторы	ПМ. Серицитизированные и биотитизированные туфы риолитов куладинской свиты с содержаниями (г/т): Au – 0,3 (ААА); Nb – 200, Be – 10 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-3	8	Верховье р. Семисарт	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,06–0,6; Hg – 0,2–7,3; на площади – 1,7 км ² ; в окварцованных риолитах, туфах кислого и смешанного состава и серицит-кварцевых метасоматитах куратинской свиты
I-3	9	Правобережье р. Семисарт	Авторы	ПМ. Окварцованные биотитизированные риолиты куратинского комплекса, прослеженные в северо-западном направлении на 100 м, с редкой мелкой гнездообразной вкрапленностью сульфидов. Содержания (г/т): Au – 0,3, Hg – 1,1 (ААА); Ag – 0,1. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	11	Левобережье р. Каирлык	Авторы	ПГХО. Повышенные концентрации (1) Au – 0,02–0,16 г/т на площади – 3,3 км ² ; в девонских отложениях
I-3	12	Левобережье р. Семисарт	Авторы	ПМ. Зона окварцевания, лимонитизации и хлоритизации в измененных алевролитах туэктинской свиты. Содержание Au – 0,17 г/т (ААА). Формация золото-кварцевая мало-сульфидная
I-3	13	Верховье левого притока р. Арыгем	Авторы	ПМ. Кливажированных роговики с охрами лимонита в пустотах выщелачивания (до 1–5 мм) среди отложений куладинской свиты. Содержания (г/т): Au – 0,2 (ААА); Nb – 80. Формация золото-порфировая
I-3	15	Водораздел рек Верх. Актюл–Каирлык	Авторы	ПМ. Дайка риодацитов (m – 5–10 м, l ~100 м, аз. прост. 10°) куратинского комплекса с вкрапленностью (до 1–2 мм) сульфидов. Содержания (г/т): Au – 0,06–0,16, Hg – 0,3–1,4 (ААА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	16	Правобережье р. Семисарт	Авторы	ПМ. Окварцованные гранит-порфиры куратинского комплекса с редкой гнездообразной вкрапленностью сульфидов (до 0,5 мм). Содержания (г/т): Au – 0,19, Sb – 3,4 (ААА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	17	Левобережье р. Семисарт	Авторы	ПМ. Порфировые риолиты куратинского комплекса с вкрапленностью сульфидов (до 0,5 мм). Содержания (г/т): Au – 0,15; Sb – 5,7 (ААА); Ag – 0,2. При пунктирно-бороздовом опробовании (25 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,03–0,08, Sb – до 12,8 (ААА); Ag – 0,25–2. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	18	Левобережье р. Арыгем	Авторы	ПМ. Лимонитизированные туфопесчаники куладинской свиты с вкрапленностью пирита; с содержанием Au – 0,11 г/т (ААА). Формация золото-порфировая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	19	Водораздел рек Верх. Актюль–Каирлык	Авторы	ПМ. В Каирлык-Семинской зоне разломов рассланцованные (m – 100 м) риолиты куратинского комплекса с вкрапленностью сульфидов. Содержания (г/т): Au – 0,12 (ААА), Ag – 0,1 (ПКСА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	20	Водораздел рек Верх. Актюль–Каирлык	Авторы	ПМ. Серия интенсивно лимонитизированных кварц-карбонатных жил (аз. пад. 280°, $\angle 60-75^\circ$, m – 1–1,3 м) в отложениях куратинской свиты. В обломках (до 10–20 см) кварц-карбонатные жилы с обильной вкрапленностью пирита. Содержания (г/т): Au – 0,07–0,16; Sb – 0,6–44 (ААА); Zn – 120–400. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	21	Правобережье р. Каирлык	Авторы	ПМ. Дайка риолитов куладинского комплекса среди отложений туэктинской свиты. В риолитах и во вмещающих серицит-кварцевых лимонитизированных породах содержание Au – 0,13–0,14 г/т (ААА). В протолочке отмечены тетрадемит и золото. Формация золото-порфировая
I-3	26	Верховье правого притока р. Кызыл-Шин	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,13–0,19; Hg – 0,3–8,8 (ААА) на площади – 0,9 км ² ; в девонских отложениях куратинской и туэктинской свит
I-3	27	Правобережье р. Кызыл-Шин	Авторы	ПМ. Окварцованные и лимонитизированные риолиты куратинского комплекса с сульфидной минерализацией. Содержания (г/т): Au – 0,13–0,19; Hg – 0,6–8,8; Sb – 2,6–6,4 (ААА); Zn – до 400; Ag – 0,15–1 (ПКСА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	29	Междуречье рек Барбок–Кызыл-Шин	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,09–0,2; Hg – 0,3–5,9 (ААА) на площади – 1,7 км ² ; в измененных риолитах и кварц-калципатовых метасоматитах куратинской и куладинской свит
I-3	32	Водораздел истоков рек Шибе–Семисарт	Авторы	ПМ. Окварцованные риолиты куладинского комплекса с просечками сульфидов. Содержание Au – 0,17 г/т (ААА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золото-порфировая
I-3	34	Верховье р. Кызыл-Шин	Авторы	ПМ. Окварцованные риолиты куладинского комплекса с мелкой сыпью пирита. Содержание Au – 0,2 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-3	38	Междуречье рек Барбок–Кызыл-Шин	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,12–0,7; Hg – 0,4–6,7; на площади – 1,4 км ² ; в породах куратинского комплекса
I-3	39	Водораздел рек Шибе–Барбок	Авторы	П. Субвулканическое тело риодацитов куратинского комплекса (S – 0,24 км ²). Породы фрагментарно милонитизированы. Содержания (г/т): Au – 0,19–0,6; Hg – 0,8–2,9 (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	40	Водораздел рек Шибе–Барбок	Авторы	ПМ. Окварцованные риодациты куратинского комплекса с сульфидной минерализацией. Содержание Au – 0,18–0,3 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	41	Правый склон р. Барбок	Авторы	П. Дайка (m – 40 м) риолитов куладинского комплекса среди отложений куратинской свиты. Породы неравномерно серицитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы, биотитизированы. Содержание в 2-х пробах Au – 0,4–0,7 г/т (ААА). В протолочке отмечены 8 знаков золота. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золото-порфировая
I-3	42	Правый склон р. Барбок	Авторы	П. Субвулканическое тело риодацитов куратинского комплекса (S – 0,7 км ²). Породы окварцованы и калишпатизированы. В 8-и пробах (на 1500 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,12–0,3; Hg – 0,6–6,7; Sb – 1,8–18,4 (ААА); Ag – 0,1–0,15. В протолочке отмечены пирит, халькопирит, халькозин, галенит, малахит. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	46	Междуречье рек Барбок–Кызыл-Шин	Авторы	ПГХО. Высокие концентрации (3) Au – 0,06–0,18 г/т, Hg – 0,4–62,3 г/т на площади – 1,6 км ² ; в риолитах куладинского комплекса
I-3	47	Верховье р. Марчалугат	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,027 г/т, Hg – 0,04 г/т; протяженность – 3 км
I-3	50	Водораздел рек Марчалугат–Баш-	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело окварцованных риолитов куладинского комплекса среди отложений туэктинской свиты

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
		Кудюр		ты, с вкрапленностью флюорита и сульфидов. Содержания в 3-х пробах (г/т): Au – 0,14–0,18 (ААА); Nb – 80–120. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золото-порфировая
I-3	52	Водораздел рек Барбо́к–Арыге́м	Авторы	ПМ. Лимонитизированные вторичные кварциты с хлорит-кварцевыми прожилками (до 1 см) в отложениях куратинской свиты. Содержание Au – 0,1 г/т (ААА); Zn – 200. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	53	Правый склон р. Барбо́к	Авторы	ПГХО. Высокие концентрации (3) Au – 0,12–0,16 г/т, Hg – 0,3–1,3 г/т (ААА) на площади – 0,7 км ² ; в слюдисто-калишпат-кварцевых метасоматитах и окварцованных риолитах
I-3	56	Водораздел рек Барбо́к–Арыге́м	Авторы	ПМ. Окварцованные и лимонитизированные алевролиты куратинской свиты. Содержание Au – 0,3 г/т (ААА); Ag – 0,1. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	57	Водораздел рек Барбо́к–Арыге́м	Авторы	ПМ. Слюдисто-калишпат-кварцевые метасоматиты в отложениях куратинской свиты с вкрапленностью и просечками сульфидов и флюорита. Содержания (г/т): Au – 0,14, Sb – 8,7, Hg – 1,3 (ААА); As – 800–1200, Pb – 20–25, Ag – 0,3 (ПКСА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	58	Водораздел рек Барбо́к–Арыге́м	Авторы	ПМ. Осветленные риолиты куратинского комплекса с мелкой вкрапленностью и просечками пирита и пирротина, реже галенита. Простирание минерализованной зоны субмеридиональное (1 – 200 м). Содержания (г/т): Au – 0,19–0,2, Hg – 0,4–1,1, Sb – 1,6–3 (ААА); As – до 300 (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	59	Левый склон р. Барбо́к	Авторы	ПМ. Окварцованные риолиты куратинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,18 (ААА), Ag – 0,1. Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	61	Водораздел рек Барбо́к–Арыге́м	Авторы	ПМ. Дайка серицитизированных и биотитизированных трахириолитов куладинского комплекса. Содержание Au – 0,5 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-3	62	Правобережье р. Башку́дюр, верховья	Авторы	ПМ. Риолиты куратинской свиты с вкрапленностью кино-вари. Содержания (г/т): Au – 0,1, Sb – 7,8 (ААА); Pb – 80, Ag – 0,2 (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-3	63	Правобережье р. Башку́дюр, верховья	Авторы	ПМ. Измененные алевролиты и окварцованные, серицитизированные и карбонатизированные пелиты туэктинской свиты с вкрапленностью сульфидов. В 6-и пробах (на 500 м) содержания (г/т): Au – 0,13–0,2; Hg – 0,4–2,1 (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
I-3	64	р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Au – 0,026 г/т, Y – 40 г/т; протяженность – 8,8 км
I-3	65	Верховья р. Маргала	Авторы	ПМ. Дациандезиты куладинского комплекса с содержанием Au – 0,2 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-3	66	Верховья р. Маргала	Авторы	ПМ. Известковистые алевропесчаники куратинской свиты с содержанием Au – 0,4 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-4	3	Левобережье р. Арыге́м	Авторы	ПМ. Биотитизированные, калишпатизированные трахириодациты куладинского комплекса с содержанием Au – 0,13 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-4	5	Левобережье р. Арыге́м	Авторы	ПМ. Окварцованные риолиты куладинского комплекса с содержанием Au – 0,2–0,3 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-4	6	Водораздел рр. Со́ру–Ка́ракол	Авторы	ПМ. Биотит-кварц-серицит-полевошпатовые метасоматиты по туфам кислого состава (70 м) куладинской свиты с содержанием Au – 0,13 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-4	7	Водораздел рек Со́ру–Ка́ракол	Авторы	ПМ. Карбонатизированные риолиты куладинского комплекса с редкой гнездообразной вкрапленностью (до 1 мм) лимонитизированного пирита. Содержание Au – 0,14 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
I-4	8	Левый борт р. Ка́ракол	Авторы	П. Интрузивное тело (S – 0,03 км ²) рибекитовых гранитов шибеликского комплекса, насыщенных вкрапленностью пирита. Пунктирно-бороздовым опробованием (80 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,2–0,3 (ААА); Nb – 120–

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				250. Формация золото-порфировая
I-4	10	Левобережье р. Арыгем	Авторы	П. Зона окварцевания, биотитизации и пиритизации субмеридионального простирания (1 – 150 м, m – 59–68 м) в трахириодацитах, гранит-порфирах и микрогранитах куладинского комплекса. Пунктирно-бороздовым опробованием зоны в 2-х пересечениях (59 и 68 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,1–0,5 (AAA), Nb – 80–300 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	12	Левобережье р. Арыгем	Авторы	ПМ. Интенсивно лимонитизированные песчаники куладинской свиты с содержанием Au – 0,2 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	13	Правобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело плагиориолитов куладинского комплекса (S – 0,3 км ²) с пиритом. Содержание Au – 0,1 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	14	Западный склон г. Аккем	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело порфировых трахириолитов куратинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,14, Hg – 1,3 (AAA); Pb – 40, Ag – 0,2 (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
I-4	15	Левобережье р. Арыгем, на вершинке	Авторы	ПМ. В ограниченной разломами центральной части крупного субвулканического тела риолитов куладинского комплекса. Содержание Au – 0,3 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	17	Правобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело биотитизированных, участками серицитизированных гранодиоритов куладинского комплекса (S – 0,13 км ²). Содержания (г/т): Au – 0,12–0,14 (AAA); Nb – 100 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	19	Левобережье р. Арыгем	Авторы	П. Интрузия рибекитовых гранитов шибеликского комплекса (S – 0,05 км ²), прорывающая риолиты куладинского комплекса. В риолитах наблюдается густая вкрапленность пирита. Содержания в гранитах и риолитах (г/т): Au – 0,3–0,4 (AAA), Nb – до 80 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	22	Левобережье р. Арыгем	Авторы	П. Интрузия рибекитовых гранитов шибеликского комплекса (S – 0,6 км ²). Содержания (г/т): Au – 0,3 (AAA), Nb – 80 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	23	Правобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Микрограниты в ограниченной разломами южной части крупного субвулканического тела риолитов куладинского комплекса (S – 0,04 км ²). Содержания (г/т): Au – 0,2 (AAA), Nb – 120 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	24	Правобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Дайка лимонитизированных окварцованных риодацитов куладинского комплекса (m – 1,5 м). Содержания (г/т): Au – 0,2 (AAA), Nb – 60 (ПКСА). Во вмещающих риолитах куладинской свиты содержание Au – 0,2 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	25	Левобережье р. Арыгем	Авторы	ПМ. Кордиерит-биотит-альбитовые роговики с прожилками альбит-кварцевого состава в отложениях куладинской свиты. Содержания (г/т): Au – 0,3 (AAA), Nb – 100 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	27	р. Аккем	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,034 г/т; протяженность – 4,5 км
I-4	29	Левобережье р. Арыгем	Авторы	П. Субвулканическое тело гранит-порфиров куладинского комплекса (S – 0,1 км ²). В 2-х пробах содержания (г/т): Au – 0,3–0,4 (AAA), Nb – 50–100 (ПКСА). Формация золото-порфировая
I-4	30	Левобережье р. Арыгем	Авторы	ПМ. Окварцованные и пиритизированные риолиты куладинского комплекса с содержаниями: Au – 0,2 г/т (AAA), Nb – 80 г/т. Формация золото-порфировая
I-4	31	Левобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело риолитов куладинского комплекса (S – 0,2 км ²). Содержание Au – 0,2 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	32	Верховье р. Каттыгат	Авторы	ПМ. В микрогранитах и кварцевых сиенитах топольнинского комплекса в 3-х пробах содержания Au – 0,06–0,14 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
I-4	36	Правобережье р. Каракол	Авторы	ПМ. Интрузия умереннощелочных гранитов топольнинского комплекса с содержанием Au – 0,19 г/т (AAA). Формация золото-порфировая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	38	Верховье р. Каракол	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,023 г/т, Hg – 0,027 г/т; протяженность – 3,6 км
II-1	1	р. Юстик	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,03 г/т; протяженность – 6 км
II-2	8	р. Бол. Булукта и ее правый приток	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,042 г/т; протяженность – 2,8 км
II-2	19	Левый склон долины р. Тюгюрюк, выше устья р. Чанкыр	[173]	П. Тело риолитов широтного простирания (m – 100 м) на контакте терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений. В риолитах зона окварцевания и карбонатизации с примазками малахита (m – 0,4 м). Содержания (г/т): Au – 1, As – 50, Cu – 1000, Pb – 200, Hg – 30, Sb – 200. Формация золото-кварцевая малосульфидная
II-2	26	Правый борт р. Свинцовый Ключ	Авторы	ПМ. Интенсивно карбонатизированные, окварцованные и эпидотизированные сланцы с гнездообразной вкрапленностью (до 0,1–3 мм) пирита на контакте с дайкой диорит-порфириров. Содержания (г/т): Au – 0,1–0,11, Sb – 3–4 (AAA); Pb – 30–120. Формация золото-кварцевая малосульфидная
II-2	29	р. Творожанкин	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,022 г/т; протяженность – 3,1 км
II-3	2	р. Бол. Чибит	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,028 г/т; протяженность – 3,4 км
II-3	3	Верховье р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,021 г/т, Y – 35 г/т; протяженность – 2,6 км
II-3	5	Верховье р. Маргала	Авторы	ПМ. Субвулканическое тело окварцованных риолитов куратинского комплекса с хлорит-карбонат-кварцевыми и кварц-флюоритовыми прожилками с вкрапленностью пирита. Содержания (г/т): Au – 0,13–0,14 (AAA). Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	6	Верховье р. Маргала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Au – 0,023 г/т, Mo – 3 г/т; протяженность – 5 км
II-3	7	р. Бол. Чибит	[173, 187, 211]	ШП. Золота – 1 зерно; протяженность – 6 км. В нижней и средней части ассоциирует с галенитом (1–12 зерен на 0,02 м ²)
II-3	10	Водораздел рек Бол. Чибит–Долгий Ключ	[173]	ПМ. Интрузивное тело диоритов топольнинского комплекса среди силурийских отложений. В северо-восточном контакте метасоматические кварциты с содержанием Au – 0,5 г/т. Ширина полосы кварцитов по элювиальным развалам – 20 м. Формация золото-кварцевая малосульфидная
II-3	13	Верховье р. Арченда	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (61 проба): Au – 0,05–0,5 г/т, Hg – 0,1–9,2 г/т; на площади – 3,2 км ² ; в измененных риолитах и их туфах. В отдельных пробах аномальные содержания: As – до 30–300 г/т, Ag – до 0,1–3 г/т, Pb – до 40–1000 г/т
II-3	14	Верховье р. Маргала	Авторы	ПМ. Вторичные кварциты среди отложений куратинской свиты. Содержания (г/т): Au – 0,1, Sb – 11,6 (AAA); Pb – 400, Ag – 3. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-3	15	Правый берег р. Куругеш	[173]	ПМ. Интенсивно окварцованные и лимонитизированные силурийские алевропелиты (m – 30 м), прорванные дайками кварцевых диорит-порфириров топольнинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,3, As – 7000, Ag – 1. Формация золото-кварцевая малосульфидная
II-3	17	Правый берег р. Куругеш	[173]	ПМ. Дайка интенсивно окварцованных риолитов северо-западного простирания (m – 3–5 м) среди силурийских отложений. Содержания (г/т): Au – 0,1, As – 30, Zn – 300. Формация золото-кварцевая малосульфидная
II-3	25	Верховье р. Арченда	Авторы	П. Измененные риолиты в районе Верхнеарчендинского проявления. При пунктирно-бороздовом опробовании (200 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,11–0,3 (AAA). В отдельных пробах содержания: Pb – до 25–300 г/т; Ag – 0,1–0,2 г/т. В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	2	Верховье р. Таловый (левый приток р. Черная Теректа)	[190]	ПМ. Приурочено к тектонической зоне сопряжения вулканитов с известковистыми алевропелитами туэктинской свиты. Породы интенсивно раздроблены, окварцованы и

Индекс клетки	№ на карте	Название прояв- ления, пункта мине- рализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				пиритизированы; в них линзы (1,5х3 м) кварц- полевошпатового состава с мелкими шлирами (до 15х25 см) арсенопирита. Мощность зоны измененных пород – до 2 м, по простиранию прослежена на 16 м. Содержания в сульфидных шлирах: Au – до 0,2 г/т (СПХА), As – до 3%. Формация золото-кварцевая малосульфидная
П-4	4	Верховья р. Еловая	Авторы	ПМ. Зона окварцевания и лимонитизации (m – 3–5 м) в риолитах куратинского комплекса. Содержание Au – 0,2 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
П-4	6	Верховье правого притока р. Черная Теректа	Авторы	ПМ. Дайка гранит-порфиров куратинского комплекса с содержаниями (г/т): Au – 0,532 (ААА); Zn – 200. Формация золоторудная полиметаллическая
П-4	10	Правый приток р. Бол. Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,036 г/т, Hg – 0,025 г/т; протяженность – 3,2 км
П-4	11	Правобережье р. Бол. Теректа	Авторы	ПМ. Лейкограниты топольнинского комплекса с содержа- нием (г/т): Au – 0,14 (ААА), Mo – 5 (ПКСА). Формация золото-порфировая
П-4	13	р. Букала	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,034 г/т; протяженность – 2,4 км
П-4	14	Правый борт р. Букала	Авторы	П. Зона окварцевания и сульфидизации субмеридионально- го простирания (m – 70–80 м) в риолитах куладинского комплекса. В обломках полевошпат-кварц-серицитовые метасоматиты. Содержания (г/т): Au – 0,09–0,4 (ААА), Mo – до 12. Формация золото-порфировая
П-4	15	Левый приток р. Черная Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,02 г/т; Y – 35 г/т; протяженность – 3,9 км
П-4	16	В 2 км выше устья р. Проездной	[190]	ПМ. В краевой части субвулканического тела риолитов, в зоне разлома, установлено содержание Au – 0,2 г/т (СПХА). Формация золоторудная полиметаллическая
П-4	17	Правобережье р. Бол. Теректа	Авторы	ПМ. Лимонитизированные риолиты с вкрапленностью пи- рита. Содержания (г/т): Au – 0,11 (ААА), As – 150. Форма- ция золоторудная полиметаллическая
П-4	18	Правый склон р. Проездной	[190]	ПМ. Ороговикованные и пиритизированные алевропелиты куратинской свиты с содержанием Au – 0,5 г/т (СПХА). Формация золоторудная полиметаллическая
П-4	19	Правый борт р. Букала	Авторы	ПМ. Риолиты куладинского комплекса с тонкими просеч- ками и шлирами пирита. Содержание Au – 0,15 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
П-4	20	Верховье р. Яма- нушка	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,17–0,4; Hg – 0,1–2,5 (ААА); на площади – 1,3 км ² ; в измененных риоли- тах куратинского и куладинского комплекса
П-4	21	Верховье р. Яма- нушка	Авторы	ПМ. Серицитизированные, фрагментарно окварцованные риолиты куратинского комплекса. Содержание Au – 0,2 г/т (ААА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторуд- ная полиметаллическая
П-4	22	Верховье р. Яма- нушка	Авторы	ПМ. Окварцованные, биотитизированные риолиты кура- тинского комплекса с вкрапленностью сульфидов. Соде- ржания (г/т): Au – 0,4; Hg – 2,5 (ААА); Ag – 0,5 (ПКСА). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация золоторудная полиме- таллическая
П-4	23	Верховье р. Яма- нушка	Авторы	ПМ. Дайка граносиенит-порфиров (аз. прост. 330°, m – 2 м, l – 10 м) куладинского комплекса с содержанием Au – 0,14 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
П-4	26	Правобережье р. Бол. Теректа	Авторы	ПМ. Слабоокварцованные гранит-порфиры куратинского комплекса с вкрапленностью пирита (до 5 мм). Содержания (г/т): Au – 0,2–0,3; Hg – 0,3–0,4 (ААА); Pb – до 300 (ПКСА). Формация золоторудная полиметаллическая
П-4	28	Верховья р. Ка- стахта	[216], авторы	П. Кварцевая жила в отложениях куратинской свиты. Со- держания (г/т): Au – 1,5 (СПХА); As – 3000; Ag – 0,6. В лимонитизированных риолитах куратинской свиты и в кварцевых жилах с сульфидами в 4-х пробах установлены содержания (г/т): Au – 0,02–0,06; Sb – 2–3,7 (ААА). Форма- ция золоторудная полиметаллическая
П-4	35	Сухой лог на пра- вом склоне долины р. Бол. Теректа	[190], авторы	ПМ. Гидротермально-измененные лимонитизированные известковистые алевропелиты силура с содержанием Au – 0,5 г/т (СПХА). В отвалах канав окварцованные, серицити-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				зированные и лимонитизированные риолиты куратинского комплекса с вкрапленностью (до 0,3 мм) сульфидов с содержанием Au – 0,4 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	42	Правый приток р. Черная Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,025 г/т; протяженность – 5,7 км
II-4	43	р. Бол. Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,043 г/т; протяженность – 3,5 км
II-4	44	Правобережье р. Черная Теректа	Авторы	ПМ. Дайка трахириолитов куратинского комплекса среди силурийских отложений с содержанием Au – 0,1 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	46	р. Бол. Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,036 г/т; протяженность – 5,7 км
II-4	49	Правобережье р. Теректушка	Авторы	ПМ. Дайка умереннощелочных гранит-порфиров куладинского комплекса среди девонских отложений барагашской свиты с содержанием Au – 0,4 г/т (ААА). Формация золото-порфировая
II-4	56	Водораздел рек Теректа–Теректушка	Авторы	ПМ. Дайка окварцованных риолитов куратинского комплекса с пиритом среди силурийских отложений. Содержание Au – 0,19 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	58	Водораздел рек Теректа–Теректушка	Авторы	ПМ. Дайка окварцованных риолитов куратинского комплекса с пиритом среди силурийских отложений. Содержание Au – 0,15 г/т (ААА). Формация золоторудная полиметаллическая
II-4	59	р. Тимофеевка	[190]	ШП. Золота – 1–2 зерна; протяженность – 2,6 км
II-4	60	Приустьевая часть р. Тимофеевка	[190]	П. На контакте дайки гранит-порфиров с кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами терехтинского комплекса кварц-полевешпатовые прожилки с вкрапленностью халькопирита и пирита. Содержания: Au – 1 г/т (СПХА); Cu – 0,3%, Pb – 0,02% (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
III-1	5	р. Чарычмень	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 3,7 км
III-1	6	Правый приток р. Красноярка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,036 г/т; протяженность – 2,6 км
III-1	7	Левобережье р. Красноярка, приустьевая часть р. Чарычмень	Авторы	ПМ. Окварцованные и карбонатизированные песчаники с гнездами и прожилками кальцита. Содержания (г/т): Au – 0,11 (ААА), As – 40. Формация золото-кварцевая малосульфидная
III-1	9	р. Красноярка	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 4 км
III-1	11	р. Меновная	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 2,2 км
III-2	5	Правобережье р. Окол	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,06–0,15; Hg – 0,1–1,9; на площади – 1,3 км ² в интенсивно измененных сланцах терехтинского комплекса, в экзоконтакте гранитной интрузии катандинского комплекса
III-2	6	Верховье правого притока р. Тюдет	Авторы	ПМ. Дайка окварцованных гранит-порфиров (аз. прост. 20–25°, m – 3 м). Содержание Au – 0,3 г/т (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
III-3	6	Правобережье р. Окол	Авторы	ПМ. Интенсивно гранитизированные, эпидотизированные, окварцованные полосчатые метапесчаники в экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Содержания (г/т): Au – 0,2; Sb – 10,5 (ААА). Формация золоторудная скарновая
III-3	7	Правобережье р. Окол	Авторы	ПМ. Интенсивно гранитизированные и эпидотизированные сланцы в экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Содержание Au – 0,07–0,13 г/т (ААА). Формация золоторудная скарновая
III-3	9	Водораздел рек Окол–Бол. Окол	Авторы	П. Скарнированные породы с магнетитом в юго-восточном экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. При пунктирно-бороздовом опробовании (20 м) установлены содержания (г/т): Au – 0,5–0,6; Sb – 4,17–4,7 (ААА). Формация золоторудная скарновая
III-3	10	Водораздел рек Окол–Бол. Окол	Авторы	П. Скарнированные породы с магнетитом в юго-восточном экзоконтакте Окольского гранитоидного массива. Содержания в 4-х пробах (г/т): Au – 0,3–0,6; Sb – 2,3–13 (ААА). В протопочке весовые содержания магнетита, граната. Формация золоторудная скарновая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	5	Левый приток р. Бол. Теректа	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1): Au – 0,029 г/т; Hg – 0,033 г/т; протяженность – 2 км
III-4	7	Правобережье р. Теректушка	Авторы	ПМ. Окварцованные метапесчаники терехтинского комплекса в эоконтакте гранитного массива катандинского комплекса с примазками и налетами медной зелени. Содержания (г/т): Au – 0,16, Sb – 2,5 (AAA); Cu – 3000, Ag – 0,5 (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
III-4	8	Приустьевая часть р. Теректушка	[167], авторы	ПМ. Зона окварцевания и лимонитизации метаморфических пород терехтинского комплекса. В 2-х пробах (г/т): Bi – 10, Mo – 10, Ag – до 2, Sb – 50, Zn – 700 (ПКСА). При перепробовании зон окварцевания и лимонитизации в метапесчаниках терехтинского комплекса установлены содержания Au – 0,04–0,16 г/т (AAA). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-1	1	р. Красноярка	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 3 км
IV-1	3	р. Быстрая Бирукса	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 5,8 км
IV-1	6	р. Быстрая Бирукса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,022 г/т; протяженность – 4 км
IV-1	7	г. Красная	Авторы	ПМ. Кварцевые диориты катандинского комплекса с содержанием Au – 0,12 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
IV-1	8	г. Красная	Авторы	ПМ. Кварцевые диориты катандинского комплекса с содержанием Au – 0,12 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
IV-1	10	р. Красная Бирукса	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 3,8 км
IV-1	12	р. Бирукса	[165]	ШП. Золота – до 10 знаков, протяженность – 4,8 км
IV-2	1	р. Катунь, ниже устья р. Кайтанак	[167]	Р. Аллювиальная долинная россыпь, протяженностью 3 км. Разрабатывалась. Формация золотоносных россыпей
IV-2	15	Левобережье р. Кабануха	[167]	ПМ. Лимонитизированная кварцевая жила (аз. прост. 140° ∠90°; l – 10 м, m – 1 м) в метаморфических сланцах терехтинского комплекса. Интенсивная сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом. В двух пробах содержания: Au – 0,003–0,1 г/т; Ag – 100 г/т; Cu – 1%. Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-2	17	р. Прямой Кайтанак	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,022 г/т; протяженность – 3,5 км
IV-2	19	Верховье левого притока р. Петрушкина	Авторы	ПМ. Карбонат-эпидот-кварцевые метасоматиты среди метаморфических образований терехтинского комплекса, прорванных дайками диорит-порфиров катандинского комплекса с вкрапленностью пирита. Содержания (г/т): Au – 0,3; Sb – 5; Hg – 1,1 (AAA). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-2	20	Верховье левого притока р. Петрушкина	Авторы	ПМ. Эпидот-карбонат-кварцевые прожилки с вкрапленниками пирита в metabазитовых сланцах с содержанием (г/т): Au – 0,14; Hg – 1,08 (AAA); Bi – 60. Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-2	23	Верховья р. Петрушкина	Авторы	ПМ. Дайка диорит-порфиров катандинского комплекса с вкрапленностью (до 1–2 мм) пирита с содержанием Au – 0,16 г/т (AAA). Формация золото-порфировая
IV-2	24	руч. Петрушкина	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (2) Au – 0,057 г/т; протяженность – 5 км
IV-2	25	Восточный склон г. Красная	Авторы	ПМ. Осветленные риолиты коргонского комплекса с многочисленными пустотами выщелачивания с охрами лимонита. Содержания (г/т): Au – 0,19; Sb – 3 (AAA); Ag – 0,1 (ПКСА). Формация золото-порфировая
IV-2	26	Восточный склон г. Красная	Авторы	ПМ. Интенсивно лимонитизированные риолиты коргонского комплекса с содержанием (г/т): Au – 0,16; Sb – 6; Hg – 0,7 (AAA). Формация золото-порфировая
IV-2	29	На террасе р. Катунь против устья р. Тикелю	[167]	Р. Аллювиальная террасовая россыпь. Старательской артелью пройдено 3 шурфа. По данным бригадира артели содержание Au – до 0,36 г/м ³ . Прогнозные ресурсы категории Р ₃ – 292 кг. Формация золотоносных россыпей
IV-2	31	Правый приток р. Пологая	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,022 г/т; протяженность – 3,6 км
IV-3	9	Левобережье р. Черемошка	Авторы	ПМ. Кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы с пиритом; с содержанием Au – 0,2 г/т (AAA). Формация золото-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				кварцевая малосульфидная
IV-3	10	р. Воровской Ключ	Авторы	ПМ. Окварцованные граниты катандинского комплекса с содержанием (г/т): Au – 0,4 (ААА), Sn – 20 (ПКСА). Формация золото-порфировая
IV-3	18	Правый приток р. Бол. Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,022 г/т; протяженность – 3,7 км
IV-3	20	Водораздел рек Сугаш–Погорелка	[167]	ПМ. В окремненных песчаниках зона карбонатизации, лимонитизации и малахитизации (m – 1,5 м; l – 10 м). Содержания: Au – 0,1 г/т; Cu – 0,1%; Ag – 0,2 г/т. Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-3	21	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,024 г/т; протяженность – 3,7 км
IV-3	22	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,026 г/т, Ag – 0,09 г/т; протяженность – 3,8 км
IV-3	23	Водораздел рек Проездная Мульта–Сугаш	Авторы	ПГХО. Высокие (3) концентрации (г/т): Au – 0,04–0,9; Hg – 0,28–2422; средние (2) концентрации Ag – 0,1–100; на площади – 3,3 км ² ; в экзо- и эндоконтакте Холодно-Гольцовского гранитоидного массива
IV-3	24	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ПМ. Развалы интенсивно лимонитизированной кварцевой жилы с лимонит-карбонатными пористыми обособлениями среди тоналитов. Содержания в жиле (г/т): Au – 0,2; Sb – 13,6 (ААА); Cu – 120; Ag – 2,5 (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-3	25	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Au – 0,024 г/т; протяженность – 4 км
IV-3	34	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ПМ. Скальные коренные выходы зеленовато-серых лимонитизированных альбит-кварцевых метапесчаников с эпидот-кварцевыми прожилками и пиритом. Содержания (г/т): Au – 0,11, Hg – 12 (ААА); Bi – 20, Pb – 50, Mo – 4 (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-3	35	Верховья р. Бол. Сугаш	Авторы	ПМ. Лимонитизированные метапесчаники с эпидот-кварцевыми прожилками и пиритом. Содержания (г/т): Au – 0,11, Hg – 12 (ААА); Bi – 20, Ag – 0,2 (ПКСА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	1	Северный склон г. Филаретова	Авторы	ПМ. Дайка (аз. прост. 200°, $\angle 35^\circ$; m – 7 м, l – 30 м) эпидотизированных аплитов с редкими гнездообразными вкраплениями (до 1–3 мм) сульфидов, в экзоконтакте гранитоидной интрузии катандинского комплекса. Содержания (г/т): Au – 0,17; Hg – 1,7 (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	2	Северный склон г. Филаретова	Авторы	ПМ. Зона окварцевания (m – 0,3 м, аз. прост. 100°) в алевритовых сугашской свиты. В зальбандах кварцевой жилы редкие гнездообразные вкрапления (до 3х5 мм) сульфидов. Содержание Au – 0,11 г/т (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	3	Левобережье р. Окол	Авторы	ПМ. Кварциты с мелкой сыпью магнетита в отложениях терехтинского комплекса. Содержание Au – 0,3 г/т (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	4	Левый борт р. Мульта	Авторы	ПМ. Зона карбонатизации (m – 1 м) с мелкой вкрапленностью лимонитизированного пирита, в алевритовых сугашской свиты. Наиболее мощные карбонатные жилы с аз. пад. 270°, $\angle 55^\circ$. Содержания (г/т): Au – 0,1, Hg – 1,1 (ААА); Cu – 120, Ag – 0,25. Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	6	Левый борт р. Мульта	Авторы	ПМ. Зона окварцевания (m – 30 м) с вкрапленностью пирита, как в жилах, так и по всей массе гранитов катандинского комплекса. Содержания в окварцованных гранитах: Au – 0,1 г/т; Hg – 5,1 г/т; в кварцевой жиле: Au – 0,06 г/т; Hg – 1,6 г/т (ААА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	7	Верховья р. Шилгат	[167]	П. Жила лимонитизированного, пиритизированного кварца; катаклазирована и включает до 35% вмещающих его сланцев (аз. пад. 245°, $\angle 85^\circ$; m – 5 м, l – 40 м). Содержание Au – 0,8 г/т (ХА). Формация золото-кварцевая малосульфидная
IV-4	9	рр. Проездная Мульта и Крепкая	[167]	Р. Аллювиальная долинная россыпь. Разрабатывалась. В 1935 г. разведывалась на протяжении 2 км. Согласно ар-

Индекс клетки	№ на карте	Название проявле- ния, пункта мине- рализации, ореола	№ по списку использо- ванной лите- ратуры	Тип объекта, краткая характеристика
				живных данных по р. Проездная Мульта содержание золота – до 0,39 г/м ³ . Формация золотоносных россыпей
<i>Серебро</i>				
I-3	22	Правый приток р. Каирлык	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (г/т) Ag – 0,5 (3), Pb – 45 (1); протяженность – 2 км
I-3	54	р. Башкудюр	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,16 г/т; протяженность – 6 км
I-4	33	Правый приток р. Мал. Ильгумень	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные (1) концентра- ции (г/т): Ag – 0,2; Hg – 0,042; протяженность – 2 км. В одной пробе Au – 0,122 г/т (3)
I-4	34	р. Катыргат	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,2 г/т; Hg – 0,027 г/т; протяженность – 3,8 км
II-4	54	р. Теректушка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,12 г/т; протяженность – 5,8 км
III-3	3	Левый приток р. Кокса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,15 г/т; протяженность – 3,3 км
III-3	4	р. Башталинка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,13 г/т; Li – 40 г/т; протяженность – 3,3 км
IV-1	4	Левый приток р. Красная Бирукса	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,1 г/т; протяженность – 2,9 км
IV-3	4	р. Черемошка	Авторы	ВГХП. В донных отложениях повышенные концентрации (1) Ag – 0,1 г/т; протяженность – 8 км
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
II-3	22	Верховья р. Кас- тахта	[210]	ВГХО. Содержания U – от 0,003 до 0,005% (max – 0,0065%); на площади около 5 км ² ; в эффузивно-осадочных образованиях девона
II-3	35	Водораздел рек Культайры– Кастахта	[211]	ВГХО. Содержание U – 0,00075–0,002% на площади – 1 км ² в метаморфических образованиях
III-2	2	р. Тюгюрюк	[167]	ШП. Малакона – ед. зн.; протяженность – 2 км. Связан с дайками и малыми интрузиями кислого состава
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
I-3	44	Основание правого склона долины р. Барбок	[211]	П. Три зоны флюоритизации (l – 200 м, m – 0,9–2,5 м) в девонских окварцованных и карбонатизированных рас- сланцованных алевролитах. Представляют собой сеть жил и линз флюорита (m – 0,5–0,15 м) с содержанием CaF ₂ – 0,46–53,73%. Формация флюоритовая кварцевая
I-3	48	Шибе	[209, 211], авторы	П. Зона флюоритовой минерализации в девонских риоли- тах, приуроченная к тектоническому нарушению северо- западного простирания (l – 90 м, m – 0,1–3 м). В централь- ной части зоны, где на протяжении 5–7 м прослежены брекчии риолитов, сцементированных флюоритом, уста- новлены содержания CaF ₂ – 0,1–50,91% (XA). В интенсив- но измененных риолитах с вкрапленностью сульфидов и флюорита определены содержания (г/т): Au – 0,06–0,16; Hg – 1,14–2,3; Sb – 20–21,4 (AAA). В пределах ПГХО Au и Hg. Формация флюоритовая кварцевая
I-3	49	Правый склон до- лины р. Барбок	[211], авторы	ПМ. Кварц-флюоритовая прожилковая минерализация (l – до 20 см, m – 1–5 см) вскрыта канавами в зонах дробления многочисленных разрывных нарушений, рассекающих среднедевонские риолиты (прослежена 70 м). В окремнен- ных риолитах с кварц-флюоритовыми включениями и не- равномерной вкрапленностью сульфидов установлены со- держания (г/т): Au – 0,16; Hg – 6,7; Sb – 5,6 (AAA); As – 120. Формация флюоритовая кварцевая
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест хризотилловый</i>				
IV-2	2	Кайтанакское 1	[183]	П. Прожилки продольно-волокнистого ломкого и полулом- кого хризотил-асбеста в теле серпентинизированных ги- пербазитов, расположенных среди метаморфических пород терехтинского комплекса. Формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая

Индекс клетки	№ на карте	Название проявления, пункта минерализации, ореола	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	9	Кайтанакское 2	[183]	П. Пржилки продольно-волокнистого ломкого и полулومкого хризотил-асбеста в теле серпентинизированных гипербазитов, расположенных в поле распространения метаморфических пород терехтинского комплекса. Формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая
IV-3	3	Батунское	[183]	П. Приурочено к телу серпентинизированных гипербазитов (110x240 м), расположенного в поле развития метаморфических пород терехтинского комплекса. Наиболее богатая часть – центральная, линзовидной формы (50x100 м) ориентированная в северо-восточном направлении. Хризотил-асбест продольно-волокнистый; протяженность волокна – 10–15 см, реже – 30–40 см; волокно эластичное, хорошего качества. Подсчитанные запасы в 1925 г. составили 1600 т волокна. Формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая

Примечание. Цифры показывают концентрацию элементов (относительно фона): (1) – 2–5 фонов, (2) – 5–10 фонов, (3) – 10 и более фонов; m – мощность; l – протяженность по простиранию; max – максимальное содержание.

Список малых (ММ) месторождений полезных ископаемых, показанных на карте палеоген–четвертичных образований листа М-45-XIV

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	№ по списку исполь- зованной литературы	Примечание, состо- яние освоенности
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Строительные материалы				
<i>Обломочные породы</i>				
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
III-4	14	ММ. Горбуновское	[160]	Отработано
III-4	15	ММ. Нижне-Уймонское	[195]	Эксплуатируется
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины и суглинки кирпичные</i>				
III-3	11	ММ. Верхне-Уймонское	[184]	Разведано
III-4	13	ММ. Курунду-1	[182]	Разведано

Балансовые запасы полезных ископаемых на 01.01.2015 г. листа М-45-XIV

Название, тип месторождения	Состояние запасов на 1 января 2015 г.		Состояние балансовых запасов, прошедших Государственную экспертизу		
	балансовые		на дату утверждения		Год и номер протокола рассмотрения, источник данных
	C ₁	C ₂	C ₁	C ₂	
Разрабатываемые					
Нижне-Уймонское, песчано-гравийный материал	77		116		Протокол № 11 НТС Министерства природных ресурсов, экологии и имущественных отношений Республики Алтай от 17.03.2015 г. [213]
Разведанные					
Курунду-1, глины и суглинки кирпичные	243				Протокол «Запсибгеология» от 29.12.1992 г. [214]
Верхне-Уймонское, глины и суглинки кирпичные		64,4		245,7	[214]
Отработанные					
Горбуновское, песчано-гравийный материал			42		[212]

Пр и м е ч а н и е : запасы песчано-гравийных смесей, кирпичных суглинков – в тыс. м³.

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов листа М-45-XIV

№ п/п	Название и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения, оценка перспективности объекта (числитель – степень перспективности: с – средняя, н – низкая; знаменатель – надежность ее определения: в – вполне надежная, с – средняя, м – малой надежности)	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Прогнозные ресурсы (Zn, Pb, ΣTR_2O_3 , ZrO ₂ , WO ₃ , Mo – тыс. т; Au, Ag – т)	Рекомендуемые виды работ и их очередность	Источник информации
Салаир-Алтайская ртутно-золото-полиметаллическая минерагеническая область (1 Pb,Zn,Au,Hg/D₂-T₂)									
Ильинско-Урскульская золото-полиметаллическая рудоносная зона (1.1 Pb,Zn,Au/D₂-T₂)									
1	Прогнозируемый Улютинско-Кастахтинский золото-полиметаллический рудный узел (1.1.1)	632	Pb, Zn, Au	Золото-полиметаллическое оруденение золоторудной полиметаллической формации. Метод подсчета – по аналогии (Широкинский рудный узел). Удельная площадная продуктивность: Pb – 1,55 тыс. т/км ² , Zn – 2,31 тыс. т/км ² , Au – 0,16 т/км ² , Ag – 3,6 т/км ² ; коэффициент подобия – 0,3; коэффициент надежности прогноза – 0,7; глубина прогноза – 100 м. с/с	ГДП	P ₃	Zn – 307 Pb – 206 Ag – 478 Au – 21	П2	Авторские
2	Прогнозируемый Шибеликский редкометалльно-редкоземельный рудный узел (1.1.2)	198	TR, Zr	Редкоземельное и редкометалльное оруденение редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации. Метод подсчета – по аналогии (Улугтанзек-Баянкольский рудный узел). Удельная площадная продуктивность: q $_{\Sigma TR_2O_3}$ – 0,97 тыс. т/км ² , q $_{ZrO_2}$ – 5,8 тыс. т/км ² ; коэффициент подобия эталонного объекта и прогнозируемого рудного узла – 0,3; глубина прогнозирования – 100 м. с/с	ГДП	P ₃	ΣTR_2O_3 – 57,6 ZrO ₂ – 344	П2	Авторские
Монголо-Алтайская редкометалльно-молибденово-вольфрамоворудная минерагеническая область (3 W,Mo,Ta,Li/D₁₋₂)									
3	Прогнозируемый Холодно-Гольцовский молибденово-вольфрамовый рудный узел (3.0.1)	517	W, Mo	Молибден-вольфрамовое оруденение вольфрам-молибденовой грейзеновой формации. Метод подсчета – по аналогии (Калгутинский рудный узел). Удельная площадная продуктивность: q $_{WO_3}$ – 265 т/км ² , q $_{Mo}$ – 15,5 т/км ² ; коэффициент подобия эталонного объекта и прогнозируемого рудного узла – 0,3; коэффициент надежности прогноза – 0,5; глубина прогнозирования – 100 м. н/с	ГДП	P ₃	WO ₃ – 20,5 Mo – 1,2	П3	Авторские

Примечание. Виды работ: П – поисковые; 2 – очередность работ.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа М-45-XIV (апробированных в НРС Роснедра)

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы (Pb, Zn, WO ₃ , Mo, ΣTR ₂ O ₃ , ZrO ₂ – тыс. т; Au, Ag – т)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы	Свинец	Рудный узел – 1	P ₃	206
	Цинк			307
	Вольфрам (WO ₃)			20,5
	Молибден			1,2
Редкие металлы и редкоземельные элементы	Цирконий (ZrO ₂)	Рудный узел – 1	P ₃	344
	Сумма РЗЭ (ΣTR ₂ O ₃)			57,6
Благородные металлы	Золото	Рудный узел – 1	P ₃	21
	Серебро			478

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс под- разделения	Полезные ископаемые	Площадь, км ²	Запасы (Zn, Pb – тыс. т)	Прогнозные ресурсы (Zn, Pb, Σ TR ₂ O ₃ , ZrO ₂ , WO ₃ , Mo – тыс. т; Au, Ag – т)		Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S) для Zn, Pb, Σ TR ₂ O ₃ , ZrO ₂ , WO ₃ , Mo – тыс. т/км ² ; Au, Ag – т/км ²
				C ₂	P ₂	P ₃		
1	Прогнозируемый Улютин- ско-Кастахтинский золото- полиметаллический рудный узел (1.1.1)	Pb, Zn, Au	632	Zn – 24,5 Pb – 19,3		Zn – 307 Pb – 206 Ag – 478 Au – 21	Zn – 331,5 Pb – 225,3 Ag – 478 Au – 21	Zn – 0,52 Pb – 0,36 Ag – 0,76 Au – 0,03
2	Прогнозируемый Шибелик- ский редкометалльно- редкоземельный рудный узел (1.1.2)	TR, Zr	198			Σ TR ₂ O ₃ – 57,6 ZrO ₂ – 344	Σ TR ₂ O ₃ – 57,6 ZrO ₂ – 344	Σ TR ₂ O ₃ – 0,29 ZrO ₂ – 1,74
3	Прогнозируемый Холодно- Гольцовский молибденово- вольфрамовый рудный узел (3.0.1)*	W, Mo	517			WO ₃ – 20,5 Mo – 1,2	WO ₃ – 20,5 Mo – 1,2	WO ₃ – 0,02 Mo – 0,002

* Прогнозные ресурсы, не паспорттизированные в НРС Роснедра.

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Гостгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ (WO ₃ , Mo – тыс. т)	по результатам работ (Zn, Pb, ΣTR ₂ O ₃ , ZrO ₂ , WO ₃ , Mo – тыс. т; Au, Ag – т)		
1	Прогнозируемый Улютинско-Кастахтинский золото-полиметаллический рудный узел (1.1.1)	–	Zn – 307 Pb – 206 Ag – 478 Au – 21	+307 +206 +478 +21	Поисковые работы 2 очереди
2	Прогнозируемый Шибеликский редко-металльно-редкоземельный рудный узел (1.1.2)	–	ΣTR ₂ O ₃ – 57,6 ZrO ₂ – 344	+57,6 +344	Поисковые работы 2 очереди
3	Прогнозируемый Холодно-Гольцовский молибденово-вольфрамовый рудный узел (3.0.1)*	WO ₃ – 1,1 Mo – 19,5 [Зыбин, 1988]	WO ₃ – 20,5 Mo – 1,2	+19,4 –18,3	Поисковые работы 3 очереди

* Прогнозные ресурсы, не паспорттизированные в НРС Роснедра.

Каталог памятников природы листа М-45-XIV

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Общегеологический	Алевриты с колониями табулят и мшанок, брахиоподами
2	Общегеологический	Алевриты с колониями кораллов и брахиоподами
3	Ландшафтный	Гора Учемдек (2792 м) – ландшафты кедровых лесов, субальпийских лугов и тундры с ледниковыми формами рельефа и каровыми озерами [62]
4	Геоморфологический	Водопад на р. Джинажиковая
5	Общегеологический	Известняки коргонской свиты с колониями кораллов и мшанок
6	Геоморфологический	Водопад в верховье правого притока р. Кастахта
7	Гидрогеологический	Источник с редким по величине дебитом (53,4 дм ³ /с), исходящий из силурийских отложений
8	Общегеологический	Обнажение отпрепарированной сложнотифференцированной дайки куладинского комплекса
9	Гидрогеологический	Источник минеральных вод «Ассонов ключ»
10	Геоморфологический	Озовый вал «Вал Обручева»
11	Геоморфологический	Камовый холм
12	Общегеологический	Апогарцбургитовые серпентиниты с хризотил-асбестом
13	Памятник древней культуры	Наскальные письмена и рисунки
14	Ландшафтный	Гора Красная – ландшафты альпийских лугов
15	Общегеологический	Обнажение пестроцветных полимиктовых конгломератов холзунской свиты
16	Гидрогеологический	Водопад в верховье р. Проездная Мульты
17	Гидрогеологический	Озеро Нижне-Мультинское [62]

Список стратотипов и опорных разрезов, показанных на геологической карте

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорный разрез отложений куладинской свиты, водораздел рек Арыгем–Ниж. Карасу	обн. 5150–5150-9
2	Опорный разрез отложений туэктинской и куладинской свит, правобережье р. Аккем–Сору	обн. 3222–3224, 3315–3339-2
3	Опорный разрез отложений куладинской свиты, правобережье р. Аккем	обн. 5167-8–5167-29, 5168–5168-14
7	Опорный разрез отложений нижней части чинетинской свиты, верховья верхних правых притоков р. Бол. Булукта	обн. П-144–П-150 [194]
9	Опорный разрез отложений средней части чинетинской свиты, водораздел четвертого правого притока р. Бол. Булукта и р. Булуктенок	обн. П-151–П-161 [194]
10	Опорный разрез отложений средней части чинетинской свиты, р. Булуктенок	т.н. П-8–П-15 [194]
11	Опорный разрез отложений верхней части чинетинской свиты, водораздел рр. Долгий Ключ–Тюгюрюк	т.н. Н-468–Н-484 [194]
12	Опорный разрез силурийских отложений чесноковской, чагырской и куймовской свит, водораздел рр. Долгий Ключ–Бол. Чибит	обн. 4501–4613 [211], обн. 2263-4–2268-2
13	Опорный разрез средней части куратинской свиты, водораздел рек Арченда–Маргала	обн. 1011–1014, 1086–1090 [211]
14	Опорный разрез отложений ергольской свиты, район пос. Абай	обн. 2195–2292
15	Опорный разрез нижней части куратинской свиты, водораздел рр. Кастахта–Арченда	обн. Ж-3, 3 ₁ –И-К [202]
18	Опорный разрез отложений чесноковской свиты, р. Черная Теректа	обн. 69–73-7 [190]
19	Опорный разрез метапелитового зеленосланцевого подкомплекса терехтинского метабазит-метапелитового глаукофан-зеленосланцевого комплекса, левобережье р. Поперечная	[95]
36	Петротипический разрез метабазитового глаукофан-зеленосланцевого подкомплекса терехтинского метабазит-метапелитового глаукофан-зеленосланцевого комплекса, междуречье рр. Окол–Бол. Окол	[167]
38	Опорный разрез верхней части сугашской свиты, р. Черная Речка	обн. 3099–К-29 [167], обн. 5505–5509
41	Опорный разрез отложений бирюксинской свиты, р. Быстрая Бирюкса	обн. 2173+296 м–2177
43	Опорный разрез холзунской свиты, водораздел рр. Пологая–Петрушкина	обн. 2088–2092
45	Опорный разрез нижней части сугашской свиты, водораздел рр. Тикеля–Челтогашиха	обн. 4392–4398 [167]

Список скважин и опорных обнажений, показанных на карте палеоген–четвертичных образований листа М-45-XIV

№ на карте	Характеристика объекта	Авторский № объекта, № источника по списку литературы
6	Скважина, 45,0 м, пролювиальные и делювиальные отложения	948, [170]
8	Скважина, >70,0 м, четвертичные отложения нерасчлененные	152, [81]
17	Скважина, >101,2 м, средне-верхнелеоплейстоценовые отложения нерасчлененные	[7]
20	Обнажение, >10,0 м, отложения селевой фации	1114
23	Скважина, >400,0 м, средне-верхнелеоплейстоценовые отложения нерасчлененные (207,5 м), башкауская свита (79,9 м), бекенская свита (32,1 м), туеркская свита (56,4 м)	1
24	Обнажение, >11,0 м, аллювиальные отложения второй надпойменной террасы	[40]
26	Скважина, >54,0 м, четвертичные отложения нерасчлененные	154, [81]
27	Скважина, >83,0 м, средне-верхнелеоплейстоценовые отложения нерасчлененные	149, [81]
30	Скважина, >110,0 м, средне-верхнелеоплейстоценовые отложения нерасчлененные	151, [81]
32	Обнажение, >10,0 м, Аллювиальные отложения наземной дельты р. Чендек	6086
37	Скважина, >30,0 м, аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (10 м), и подстилающие отложения неуставленного возраста и генезиса (>20 м)	950, [170]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, показанных на геологической карте

№ на карте	Наименование геологического подразделения, массив, порода	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский № пункта
28	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый. Тюдетский массив, лейкогранит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	450,1±3,8 (O ₃)	обн. 3260
35	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый. Тюдетский массив, диорит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	419,1±2,2 (D ₁)	обн. 5135
40	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый. Кривоокольный массив, габбро	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	418,9±3,5 (n=5) D ₁ ; 460,6±6,0 (n=3) O ₂	обн. 4113
42	Коргонский трахиандезит-дацит-риолитовый, риолит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	412±2,0 (D ₁)	обн. 4102
44	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый Бирюксинский массив, гранит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	418,7±2,5 (D ₁)	обн. 2291
46	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый. Бирюксинский массив, лейкогранит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	413±2,0 (D ₁)	обн. 2096
47	Катандинский габбро-диорит-гранодиоритовый. Холодно-Гольцовский массив, гранит	Единичные цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	457,9±3,6 (O ₃)	обн. 2160

Примечание: анализы уран-свинцовым методом (SHRIMP-II) выполнены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2014–2015 гг.

Список пунктов, для которых имеются определения возраста четвертичных отложений, показанных на карте палеоген четвертичных образований

№ на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Авторский № пункта, № источника по списку литературы
4	Болотные отложения, торф с глубины 0,7 м	Радиоуглеродный	0,95±0,06	1818-4
5	Болотные отложения, торф с глубины 0,8 м	Радиоуглеродный	5,38±0,95	6279
16	Проллювиальные отложения, челюсть лошади с глубины 3 м	Радиоуглеродный	11,92±0,21	[99]
21	Проллювиально-делювиальные отложения, древесные угольки из погребенной почвы с глубины 1 м	Радиоуглеродный	1,27±0,05	[102]
22	Субаэральные лёссовидные суглинки: с глубины 6,5 м; с глубины 3,8 м	Термолюминесцентный (OSL)	43±3; 49±3	[50]
25	Аллювиальные суглинки второй надпойменной террасы Катунь, раковины моллюсков: с глубины 4 м; с глубины	Радиоуглеродный (AMS); Термолюминесцентный (OSL)	>45,7; 77±5	[40]
29	Субаэральные суглинки, погребенная почва	Радиоуглеродный	0,85±0,04	[93]
31	Делювиальные суглинки, обломок обгоревшей древесины с глубины 0,7 м	Радиоуглеродный	1,4±0,06	6074
33	Аллювиально-пролювиальные отложения наземной дельты р. Чендек, пески: с глубины 1,1 м; с глубины 5,8 м	Термолюминесцентный (OSL)	89±8; 79±5	6086, [50]
34	Болотные отложения, торф с глубины 0,45 м	Радиоуглеродный	современный	6172
39	Субаэральные лёссовидные суглинки с глубины 3,5 м	Термолюминесцентный (OSL)	45±2	[50]

Каталог скважин, колодцев и родников, показанных на гидрогеологической схеме

№ на схеме	Привязка	Основные характеристики объекта	№ источника по списку литературы
1	Правый приток р. Тюгуюрк	Родник нисходящий, рассредоточенный. Водовмещающие породы позднеордовик–раннедевонской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, дебит – 4,5 дм ³ /с	[178]
2	Северо-западнее выс. отм. 1808 м, исток безымянного ручья, впадающего в Тюгуюрское болото	Родник нисходящий, сосредоточенный; вытекает из зоны тектонического разлома. Водовмещающие породы позднеордовик–раннедевонские, дебит – 3,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 3,0°C; pH – 7,2; жесткость – 2,27 мг-экв/дм ³ , вода гидрокарбонатная кальциевая	[178]
3	Правый приток р. Черный Сугаш	Родник нисходящий. Водовмещающие породы среднекембрийско–позднеордовикской зоны трещиноватости. Дебит – 2,0 дм ³ /с, минерализация – 0,04 г/дм ³	[178]
4	Правый приток р. Барбок, безымянный ручей	Родник нисходящий. Водовмещающие отложения девонской (D ₁₋₃) зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная магниевая-кальциевая; дебит – 0,7 дм ³ /с, минерализация – 0,05 г/дм ³ , температура – 3,0°C, pH – 7,2, жесткость – 1,4 мг-экв/дм ³	[178]
5	Ручей Катыргат, верховье безымянного левого притока	Родник нисходящий. Вытекает из зона тектонического разлома девонских отложений (D ₁₋₃); дебит – 2,8 дм ³ /с	[178]
6	Верховья ручья Барбок	Родник нисходящий. Водовмещающие отложения девонской зоны трещиноватости (D ₁₋₃). Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная магниевая-кальциевая; дебит – 3,5 дм ³ /с, минерализация – 0,1 г/дм ³ , температура – 2,0°C, pH – 6,7, жесткость – 0,47 мг-экв/дм ³	[178]
7	Верховье левого притока р. Черный Сугаш	Родник нисходящий. Водовмещающие отложения девонской зоны трещиноватости (D ₁₋₃). Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная кальциевая; дебит – 0,2 дм ³ /с, минерализация – 0,04 г/дм ³ , температура – 8,0°C, pH – 6,5, жесткость – 0,25 мг-экв/дм ³	[178]
8	Правый приток р. Тюгуюрк	Родник нисходящий. Вытекает из зоны тектонического разлома позднеордовик–раннедевонских отложений. Вода без цвета, без запаха, прозрачная; дебит – 14,4 дм ³ /с, температура – 4,2°C	[178]
9	Правый приток руч. Байджера	Родник нисходящий. Вытекает из зоны тектонического разлома девонских отложений (D ₁₋₃). Дебит – 45 дм ³ /с, минерализация – 0,1 г/дм ³ , температура – 5,0°C, pH – 6,6, жесткость – 0,28 мг-экв/дм ³ . Вода прозрачная без цвета, без запаха, гидрокарбонатно-хлоратная кальциевая	[178]
10	Село Талда	Скважина. Водовмещающие пролювиальные отложения (арQ _{III-H}): 15 м – глины желтые с включениями щебня и мелких валунов; 15–20 м – обломочный материал сланцев и песчаников с глинистым заполнителем; 20–36 м – крупные обломки окварцованных песчаников и сланцев; 36–43,5 м – глины желто-бурые с гравием; 49,5 м – песчаники трещиноватые известковистые водоносные; 50 м – глины со щебнем известковистые. Глубина скважины 70 м. Дебит – 2,0 дм ³ /с	[176]
11	Левый приток р. Кургуш	Родник нисходящий. Водовмещающие породы позднеордовик–раннедевонской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная кальциевая; дебит – 7,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 2,5°C, pH – 7,2, жесткость – 2,7 мг-экв/дм ³	[178]
12	Село Абай, надпойменная терраса р. Кокса	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (аQ _{III-H}): 0,5–1,5 м – слой супесей; с 1,5 м – гравийно-галечные отложения с песчаным и супесчаным заполнителем, валунами и прослоями песков; с 11,9 м – отложения обводнены. Появление воды с 11,9 м. Глубина скважины 50 м. Дебит – 5,4 дм ³ /с	[176]
13	Левый приток р. Бол. Карыгем	Родник нисходящий. Водовмещающие породы среднетеро-зойской зоны трещиноватости. Дебит – 1,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 3,5°C, pH – 7,4, жесткость – 3,02 мг-экв/дм ³ . Вода прозрачная без цвета, без запаха, гидрокарбонатная кальциевая	[178]

№ на схеме	Привязка	Основные характеристики объекта	№ источника по списку литературы
14	Село Амур, вторая надпойменная терраса р. Кокса	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): 3,6–6,7 м – песок с гравием. Глубина появления воды 3,0 м. Глубина колодца 6,7 м	[178]
15	Верховье р. Кастахта, правый безымянный приток	Родник нисходящий. Водовмещающие породы среднетеро-зойской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатно-хлоратная кальциево-магние-вая; дебит – 1,0 dm^3/c , минерализация – 0,1 г/ dm^3 , температура – 5,0°C, pH – 7,4, жесткость – 2,64 мг-экв/ dm^3	[178]
16	Правый приток р. Бол. Теректа, выше на 1 км слияния с р. Черная Теректа	Родник нисходящий. Водовмещающие породы позднеордовик-раннедевонской зоны трещиноватости. Возможно, приурочен к зоне тектонического разлома. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатно-хлоратная магниев-о-кальциевая; дебит – 53,4 dm^3/c , минерализация – 0,1 г/ dm^3 , температура – 4,5°C, pH – 7,2, жесткость – 1,32 мг-экв/ dm^3	[178]
17	В 3 км северо-западнее с. Теректа	Родник «Ассонов Ключ». Вытекает из зоны тектонического разлома, водовмещающие – возможно, протерозойские метаморфические породы (PR_2). Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная магниев-о-кальциевая; дебит – 5,0 dm^3/c , минерализация – 0,47 г/ dm^3 , pH – 8,34	[118].
18	Верховье руч. Булукта	Родник нисходящий сосредоточенный. Водовмещающие породы – сланцы трещиноватые девонской (D_{1-3}) зоной трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, прозрачная; дебит – 3,5 dm^3/c , температура – 4,9°C, минерализация – 0,2 г/ dm^3	[178]
19	Село Тюгүрюк, долина р. Кокса	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): 5 м – валунно-галечниковые отложения с суглинками; 14,5 м – валунно-галечные отложения с песком водоносные. Глубина скважины 19,5 м. Дебит – 1,0 dm^3/c	[176]
20	Село Чендек, Уймонский маралосовхоз	Скважина. Водовмещающие – аллювиально-пролювиальные отложения (apQ_{III-H}): 24 м – гравийно-валунные отложения с песком и глинами; 24–35 м – галечно-валунные отложения с крупнозернистым песком. Глубина скважины 35 м. Дебит – 2,0 dm^3/c	[176]
21	Село Усть-Кокса у столовой, долина р. Катунь	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): 0–12 м – гравийно-галечниковые отложения с песком и глинами; 12–31 м – гравийно-галечниковые отложения с песком. Глубина скважины 43 м. Дебит – 2,0 dm^3/c	[176]
22	В центральной части Уймонской впадины	Скважина. Водовмещающие – озерные отложения (aQ_{III-H}): 0,5–4,5 м – переслаивание гравийников и галечников с подчиненными малоомощными прослоями песков, суглинков, супесей; с 18,6 м – зафиксировано появление воды. Дебит – 1,5 dm^3/c , минерализация – 0,9 г/ dm^3	[178]
23	Село Октябрьское, долина р. Катунь	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): 6 м – гравийно-галечниковые отложения с суглинками; 6–15 м – гравийно-галечниковые отложения с валунами и песком. Глубина скважины 21 м. Дебит – 6,6 dm^3/c	[176]
24	Село Гагарка, первая надпойменная терраса р. Катунь	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): галечники, пески. Глубина появления воды 1,4 м. Глубина колодца 2,4 м	[178]
25	Село Огневка, вторая надпойменная терраса р. Катунь	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): галечники с валунами, гравий с песчаным заполнителем. Глубина появления воды 5,1 м. Глубина колодца 5,1 м	[178]
26	Уймонская степь, ниже с. Горбуново в долине р. Катунь	Родник нисходящий, рассредоточенный. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}). Вода без цвета, без запаха, прозрачная, осадок незначительный, гидрокарбонатная магниев-о-кальциевая, дебит – 9 dm^3/c , минерализация – 0,15 г/ dm^3 , pH – 7,1, температура – 6°C	[178]
27	Село Верх-Уймон, первая надпойменная терраса р. Катунь	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): галечники с песчаным заполнителем. Глубина появления воды 3,6 м. Глубина колодца 4,9 м	[178]
28	Село Нижний-Уймон, 4 км севернее	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): переслаивание галечников, валунов, щебня до 13,5 м; 13,5–20 м – валунно-галечные отложения. Глубина скважины 20 м. Дебит – 1,8 dm^3/c	[176]
29	Село Нижний-Уймон, первая надпойменная терраса р. Катунь	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (aQ_{III-H}): галечники с гравием и песчаным заполнителем. Глубина появления воды 2,0 м. Глубина колодца 4,8 м	[178]

№ на схеме	Привязка	Основные характеристики объекта	№ источника по списку литературы
30	Село Тихонькая, первая надпойменная терраса р. Катунь	Колодец. Водовмещающие – аллювиальные отложения (αQ_{III-N}): гравий с галькой, прослоями песка. Глубина появления воды 3,4 м. Глубина колодца 4 м	[178]
31	Верховья левого притока р. Кайтанак	Родник нисходящий рассредоточенный. Водовмещающие породы среднепротерозойской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха; дебит – 1,0 дм ³ /с, минерализация – 0,1 г/дм ³	[178]
32	Безымянный левый приток р. Красноярка	Родник нисходящий. Водовмещающие – кристаллические сланцы трещиноватые среднепротерозойской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, гидрокарбонатно-хлоратная кальциевая; дебит – 3,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 4,5°C	[178]
33	Село Кайтанак, надпойменная терраса р. Катунь	Скважина. Водовмещающие – аллювиальные отложения (αQ_{III-N}): 5–30 м – валунно-галечные отложения с суглинистым заполнителем. Глубина скважины 30 м. Дебит – 3,3 дм ³ /с	[178]
34	Безымянный ручей в верховье левого притока р. Кайтанак	Родник нисходящий рассредоточенный. Водовмещающие – кристаллические сланцы трещиноватые среднепротерозойской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха; дебит – 4,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³	[178]
35	Территория маральника, верховье левого притока р. Мульта	Родник нисходящий. Водовмещающие породы среднекембрийско–позднеордовикской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, гидрокарбонатная магниевая-кальциевая, дебит – 0,3 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 6,0°C, pH – 6,9, жесткость – 3,0 мг-экв/дм ³	[178]
36	Верховье р. Черная Речка, правого притока р. Мульта	Родник нисходящий. Водовмещающие отложения среднекембрийско–позднеордовикской зоны трещиноватости. Вода без цвета, без запаха, гидрокарбонатно-хлоратная кальциевая; дебит – 5,0 дм ³ /с, минерализация – 0,1 г/дм ³ , температура – 5,5°C, pH – 6,4, жесткость – 0,19 мг-экв/дм ³	[178]
37	Безымянный ручей, р. Пологая	Родник нисходящий. Водовмещающие породы атдабан–амгинской зоны трещиноватости, возможно вытекает из зоны тектонического разлома. Вода без цвета, без запаха, прозрачная, гидрокарбонатная кальциевая; дебит – 11,0 дм ³ /с, минерализация – 0,2 г/дм ³ , температура – 5,0°C, pH – 7,4, жесткость – 2,83 мг-экв/дм ³	[178]

Содержания петрогенных (РФА, масс. %) и редких (ICP-MS, г/т) элементов в магматических, метаморфических и осадочных породах

Комплекс	Терехтинский метаморфический						
Порода	метабазит	метапелиты					
	метабазальт	сланец метаморфический					
№ пробы	2251	5105	5034	5024	7057	7053-1	5245
SiO ₂	48,4	54,5	54,8	55,4	57,2	56,5	58,4
Al ₂ O ₃	15,9	18	12,3	16,5	14,2	14,5	13,5
TiO ₂	2,68	0,95	0,68	0,89	0,71	0,73	0,69
Fe ₂ O ₃ общ	13,2	8,09	5,68		6,32	6,66	
Fe ₂ O ₃				3,63			2,08
FeO				3,33			3,52
MnO	0,14	0,14	0,11	0,087	0,12	0,12	0,12
MgO	3,92	5,4	3,12	4,6	4,04	4,07	3,46
CaO	7,49	4,71	10,5	4,28	6,04	6,01	7,12
Na ₂ O	2,99	2,11	1,86	2,89	2,23	1,99	3,83
K ₂ O	0,89	2,63	1,65	1,94	1,64	1,82	0,65
P ₂ O ₅	0,35	0,25	0,18	0,24	0,31	0,27	0,19
п.п.п.	4,14	3,27	9,14	5,88	6,94	7,37	6,32
Сумма	100,10	100,05	100,02	99,67	99,8	100,04	100,26
V	250	152	95	125	99,2	109	98,3
Cr	46,9	132	136	166	99	104	118
Co	67,6	50,4	29,6	43,4	31,4	27,7	21,9
Rb	16,8	81	48,4	52,5	48,3	54,4	14,5
Sr	307	326	341	200	240	206	449
Zr	165	142	117	141	113	116	117
Nb	15,1	9,8	7,04	8,77	7,06	7,17	8,07
Cs	0,55	3,28	2,45	2,05	2,44	2,8	0,71
Ba	147	461	237	320	277	304	129
Y	23,1	26	19,1	22,9	22,4	21,2	19,6
La	17,9	25,1	19,2	21,9	19,8	19,1	19,8
Ce	40,1	52,7	36,9	45,2	39,4	39,9	38,3
Pr	6	6,7	5,13	5,35	4,93	4,91	4,82
Nd	27,1	26	19,3	23	19,2	19,2	20,6
Sm	6,78	5,46	4,09	4,85	4,39	4,02	3,88
Eu	2,09	1,45	1,05	1,18	1,13	1,07	1,27
Gd	6,41	5,46	3,64	4,51	4,06	3,96	3,53
Tb	0,93	0,87	0,6	0,73	0,58	0,63	0,56
Dy	4,52	4,44	3,16	4,19	3,27	3,48	3,77
Ho	0,91	1,04	0,74	0,82	0,76	0,75	0,69
Er	2,41	2,74	2,03	2,21	2,63	2,21	1,87
Tm	0,26	0,36	0,25	0,34	0,3	0,3	0,25
Yb	1,87	2,36	2,05	2,04	1,88	1,91	1,98
Lu	0,27	0,34	0,29	0,34	0,33	0,31	0,27
Hf	4,57	3,78	2,74	4,09	2,92	2,93	3,63
Ta	1,07	0,77	0,47	0,62	0,54	0,47	0,52
Th	1,33	6,57	4,37	5,22	4,75	4,94	3,82
U	0,25	1,92	1,02	1,56	1,49	1,11	1,59
Ni	4,8	113	54,7	129	63,7	53	38,5
Li	18,6	86,3	37,7	48,2	56,8	60,7	31,1
Sc	28,7	30,7	20,3	28,1	22,7	19,3	13,4
Pb	<1	13,1	15,7	3,82	8,22	5,77	9,77

Комплекс, свита	Терехтинский метаморфический				Терехтинский меланжевый офио- литовый пояс			Сугашский
Порода	метапелиты				апогартбургитовые серпентиниты			пироксенит
	сланец метаморфический							
№ пробы	3303-1	5048	5149	5145	2413a	727-2	740-3	5013-1
SiO ₂	58,6	63,9	51,9	56,3	40,2	41,1	40,4	44,8
Al ₂ O ₃	13	13	12,3	13,2	0,85	2,61	0,89	7,31
TiO ₂	0,76	0,62	0,62	0,66	<0,01	0,26	0,019	0,49
Fe ₂ O _{3общ}	10,2	6,79	5,06	5,96				10
Fe ₂ O ₃					7,04	3,33	4,81	
FeO					1,92	4,86	3,2	
MnO	0,23	0,12	0,11	0,12	0,087	0,13	0,076	0,13
MgO	6,01	3,93	3,25	3,72	37,2	35,3	37,8	24,7
CaO	3,77	3,73	13,1	8,32	0,5	0,26	0,23	5,25
Na ₂ O	2,93	1,52	2,34	2,24	<0,1	<0,1	<0,1	0,27
K ₂ O	0,35	1,76	1,45	1,43	0,091	0,11	0,07	0,11
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,17	0,17	<0,05	<0,05	<0,05	0,065
п.п.п.	3,97	4,49	9,63	7,87	11,9	11,3	11,8	6,49
Сумма	99,95	100,04	99,9	99,99	99,87	99,8	99,7	99,6
V	185	95,9	88,9	96,7	30	76,9	35,1	123
Cr	172	89,9	115	109	2710	1610	2430	1810
Co	50,9	29,4	32,6	25,2	108	88	69,8	117
Rb	6,8	50,3	46,1	44,6	<2	<1	<1	2,55
Sr	60,1	151	388	253	8,4	3,59	7,55	8,71
Zr	57,3	99,4	109	110	17,7	13,5	8,24	45,9
Nb	3,47	5,66	6,57	6,91	<0,5	0,51	0,65	1,73
Cs	0,51	2,22	1,77	2,21	0,23	0,11	0,11	0,92
Ba	48,1	235	247	235	74,7	19,7	13,3	33
Y	21,7	16,7	20	20,2	1,19	3,98	1,03	13,2
La	10,2	17,2	18,9	19	1,13	0,68	0,83	3,04
Ce	27,1	35,2	38,4	39,8	2,2	2	1,52	8,1
Pr	2,94	4,43	4,82	5,03	0,29	0,37	0,2	1,3
Nd	13	16,3	18,3	18,8	1,01	1,87	0,82	6,15
Sm	3,17	3,89	4,04	4,27	0,21	0,49	0,17	1,58
Eu	0,92	0,84	1,04	1,15	0,076	0,095	0,036	0,43
Gd	3,36	3,38	4,01	3,65	0,2	0,58	0,077	1,62
Tb	0,63	0,56	0,64	0,62	0,04	0,12	0,022	0,35
Dy	3,5	2,9	3,38	3,77	0,21	0,7	0,13	2,07
Ho	0,83	0,62	0,7	0,69	0,049	0,16	0,024	0,45
Er	2,16	1,65	2,2	2,11	0,096	0,41	0,055	1,37
Tm	0,26	0,23	0,28	0,28	0,022	0,061	0,011	0,22
Yb	1,8	1,51	1,42	1,86	0,13	0,44	0,073	1,13
Lu	0,29	0,21	0,26	0,26	0,022	0,033	0,0093	0,19
Hf	1,39	2,35	2,76	2,61	0,31	0,29	0,16	1,3
Ta	0,35	0,44	0,45	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,14
Th	3,45	3,91	4,18	4,28	0,17	<0,1	0,15	0,9
U	0,55	1,12	1,29	1,14	0,11	<0,1	0,1	0,22
Ni	48,2	71,5	39,2	54	1900	1750	1490	1720
Li	32,7	62,5	53,2	40,5	3,1	1,37	1,7	8,07
Sc	33,6	21	21,6	19,1	6,12	11,1	5,97	25,7
Pb	5,01	11,1	11	12,7	3,47	2,79	3,03	1,13

Комплекс, свита	Сугашский							
Порода	габбродиорит	долерит		базальт	андезит	андезибазальт	базальт	
№ пробы	5017	5021	8028-2	2110-1	5019	5075-1	5268	5270
SiO ₂	52,8	50,9	51	49,9	56,9	53,8	51,7	51,5
Al ₂ O ₃	17	16,8	16,7	14,2	15,3	15,4	16,3	15,3
TiO ₂	1,17	0,94	0,73	1,71	1,07	1,04	0,89	1,15
Fe ₂ O ₃ общ			7,93			9,29		
Fe ₂ O ₃	4,13	3,74		5,79	2,97		3,35	3,65
FeO	4,13	4		7,73	5		4,35	5,43
MnO	0,12	0,14	0,16	0,26	0,12	0,15	0,13	0,16
MgO	4,81	7,07	8,65	6,14	4,76	6,31	6,98	7,17
CaO	7,51	7,98	7,58	9,32	6,56	7,54	10,6	9,3
Na ₂ O	4,01	2,99	2,19	1,4	3,76	3,62	2,07	3,24
K ₂ O	1,21	1,99	3,01	0,34	0,93	1,23	0,71	0,42
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,086	0,14	0,17	0,11	0,1	0,11
п.п.п.	2,54	2,94	1,91	2,23	1,94	1,59	2,56	2,26
Сумма	100	100	99,9	100	100	100	100	100
V	222	191	175	347	131	187	207	240
Cr	19,8	194	282	74,9	124	47,3	224	172
Co	47,4	55,9	48	75	39,7	57,1	30,5	39,3
Rb	22,9	31	78	8,78	17,5	29,4	19,1	10,1
Sr	147	77,8	191	185	127	82,1	162	109
Zr	138	79,2	71,3	100	186	106	87,2	90,6
Nb	5,73	3,78	2,91	2,69	6,78	5,94	3,21	3,25
Cs	0,44	0,45	1,48	0,48	0,46	0,79	0,72	0,38
Ba	186	246	470	96,5	159	108	106	89,3
Y	32,5	23,4	21	39,4	44,9	28,2	24,2	26,6
La	13,2	6,7	6,1	5,61	14,8	7,27	7,8	6,02
Ce	29,2	14,8	14,1	14,2	34	18,6	17,2	14,1
Pr	3,69	2,03	1,94	2,34	4,57	2,37	2,49	2,14
Nd	16,7	10,2	8,75	12,5	22	9,83	11	10,7
Sm	4,45	3,1	2,6	3,59	5,68	3,21	3,16	2,98
Eu	1,16	0,89	0,83	1,33	1,41	0,76	0,95	0,93
Gd	5	3,18	2,91	4,32	6,61	3,46	3,14	3,23
Tb	0,89	0,54	0,53	0,9	1,24	0,78	0,6	0,6
Dy	5,75	4,15	3,26	6,34	8,27	4,78	4,22	4,87
Ho	1,17	0,86	0,75	1,37	1,57	1,02	0,96	1,07
Er	3,52	2,39	2,35	4,33	4,69	2,97	2,62	2,87
Tm	0,59	0,37	0,36	0,7	0,68	0,38	0,32	0,42
Yb	3,51	2,12	2,08	4,15	4,4	2,59	2,5	2,83
Lu	0,55	0,37	0,29	0,64	0,79	0,37	0,35	0,38
Hf	4,58	2,17	1,79	2,94	5,99	2,61	2,45	2,88
Ta	0,46	0,26	0,23	0,24	0,49	0,46	0,27	0,24
Th	4,14	1,59	1,73	1,15	4,46	2,57	2,08	1,48
U	1,37	0,63	0,49	0,34	1,45	0,77	0,65	0,5
Ni	25,4	130	109	58,8	87,8	25,3	66,4	63,1
Li	11,1	15,6	9,9	14,5	11,3	20,4	13,7	12,2
Sc	42,5	44	36,7	54,3	35	49,3	28,4	35,1
Pb	<1	<1	11,6	3,23	<1	1,27	6,36	7,73

Комплекс, свита	Сугашский	Сугашская				Катунская		
Порода	базальт	алевропелит	алевропесчаник	песчаник	алевролит	песчаник	алевролит	
№ пробы	3479	5008	5013	5015	5062	2181	5258	5355
SiO ₂	50,5	61,5	67,2	70,4	69,6	65,7	62,7	68,1
Al ₂ O ₃	17	16,7	13,8	12,2	14,3	14,6	15,2	13
TiO ₂	1,05	0,81	0,66	0,66	0,71	0,79	0,94	0,68
Fe ₂ O ₃ _{общ}					4,68	6,54		
Fe ₂ O ₃	3,94	3,22	1,92	2,16			2,95	<0,3
FeO	4,09	3,66	4	3			4,09	5,4
MnO	0,099	0,093	0,087	0,092	0,056	0,091	0,12	0,09
MgO	7,62	3,58	3,11	2,95	2,56	2,94	4,32	2,79
CaO	8,08	1,15	1	1,55	0,54	1,45	1,27	1,76
Na ₂ O	3,64	4,55	2,82	2,07	3,18	2,93	3,21	3,04
K ₂ O	0,07	1,51	1,96	1,82	2,11	1,72	1,66	1,12
P ₂ O ₅	0,13	0,22	0,19	0,16	0,19	0,23	0,17	0,23
п.п.п.	3,55	2,73	2,81	2,72	2,07	2,9	3,14	3,05
Сумма	100	100	99,9	100	100	100	100	100
V	234	113	96,9	90,5	84,3	95,6	119	78,7
Cr	225	115	133	121	124	96,1	122	103
Co	37,7	36,1	28,8	29,8	24,5	24,5	24,1	17,2
Rb	<2	43,2	62,6	61,3	61,6	53,3	62,7	34,2
Sr	306	277	154	130	122	159	111	180
Zr	97	131	187	143	234	142	144	132
Nb	3,15	6,91	10,9	8,28	10,3	7,11	8,14	6,61
Cs	<0,1	2,47	2,87	2,11	2,95	3,15	3,54	2,32
Ba	33,9	225	299	208	262	231	235	159
Y	27	24,6	29,2	22,4	27,4	28,2	22,3	24,4
La	7,79	21,9	27,3	22,8	21,3	25,4	23	25,7
Ce	18,4	45,3	58,6	47,1	44,2	54,6	46,8	52
Pr	2,54	5,72	6,77	5,59	5,66	6,84	5,83	6,36
Nd	11,3	23,7	28,3	22,3	20,6	28,6	23,3	28,3
Sm	3,18	4,95	5,38	5,02	4,82	6,1	4,53	5,5
Eu	0,91	1,27	1,21	1,04	1	1,42	1,35	1,4
Gd	3,67	4,75	5,7	4,39	4,5	6,15	4,25	5,22
Tb	0,68	0,75	0,9	0,72	0,76	0,89	0,66	0,79
Dy	4,63	4,2	5,4	3,79	4,25	4,54	4,32	4,69
Ho	1,12	0,8	1,01	0,75	1,07	0,91	0,81	0,77
Er	2,8	2,4	3	2,29	2,96	2,73	2,24	2,21
Tm	0,37	0,35	0,49	0,38	0,46	0,35	0,29	0,27
Yb	2,88	2,16	2,69	1,8	2,84	2,6	2,41	2,1
Lu	0,43	0,36	0,45	0,31	0,39	0,39	0,36	0,29
Hf	2,72	4,33	5,68	4,75	5,44	3,68	4,5	3,15
Ta	0,28	0,52	0,79	0,61	0,74	0,49	0,67	0,39
Th	2,01	5,27	7,57	6,83	7,23	5,68	5,87	5,23
U	0,84	1,43	1,74	1,71	2,23	1,05	1,35	1,45
Ni	81,2	77,9	83,1	77,1	32,1	18,8	63,7	56
Li	30,1	50,8	48,4	17,1	39,6	35,7	47,1	32,1
Sc	32,8	22	17,9	18,3	17,5	12,1	15,1	16,4
Pb	8,98	4,86	5,29	1,06	27	5,52	16,1	4,6

Комплекс, свита	Катунская	Кудатинская		Чинетинская	Ергольский			
Порода	алевропесчаник	песчаник		песчаник известков.	долерит	лейкодоле- рит	андезиба- зальт	трахи- андезиба- зальт
№ пробы	7148	5213	5299	2427	2179-4	8003-2	4083-1	544-1
SiO ₂	72,5	52,7	68,5	62,7	50	51,6	52	52,4
Al ₂ O ₃	11	11,1	13,8	14,5	16,5	17,7	15,2	18
TiO ₂	0,47	0,56	0,87	0,79	1,63	1,46	1,53	1,14
Fe ₂ O ₃ общ						9,39		
Fe ₂ O ₃	1,39	1,04	2,15	2,87	4,25		3,37	7,47
FeO	2,05	3,2	4,09	2,88	5,19		5,59	1,67
MnO	0,079	0,15	0,045	0,083	0,16	0,18	0,13	0,13
MgO	1,86	2,55	2,7	2,86	6,39	5,82	6,58	2,9
CaO	2,99	13,1	0,45	3,7	6,59	5,93	4,24	4,29
Na ₂ O	3,01	2,61	3,54	3,1	3,12	3,65	3,74	6,18
K ₂ O	1,05	0,84	0,93	1,57	0,24	0,72	0,61	1,11
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,2	0,2	0,31	0,3	0,21	0,37
п.п.п.	3,43	11,8	2,39	4,66	5,1	3,2	6,24	4,29
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	49,9	86	99,8	105	215	189	196	136
Cr	115	94	90	98,9	146	94,1	311	27,2
Co	11,5	15,9	22,1	18,9	60	52,5	62	41,7
Rb	30,9	22,6	28,5	43,7	6,63	18,4	15,9	30,5
Sr	273	351	177	257	892	515	183	150
Zr	162	115	215	190	174	170	154	103
Nb	5,91	7,29	11,5	11,7	4,87	5,2	7,53	5,53
Cs	1,71	1,16	1,42	2,44	0,54	0,44	0,65	1,33
Ba	184	182	193	367	102	164	142	200
Y	17,6	18,3	21,1	24,3	29,9	28,6	28,9	28,8
La	22,4	21,4	27,2	30	12	14,2	14,2	14
Ce	42,4	38,4	59,4	59,3	28	32,8	33,3	28,5
Pr	5,55	5,2	6,99	7,31	3,97	4,89	4,37	3,6
Nd	22,6	20	27,5	26,8	19,4	21,8	19,9	14,6
Sm	4,09	4,35	5,2	5,46	4,75	5,24	5,1	3,51
Eu	1,17	0,98	1,45	1,37	1,61	1,86	1,32	0,95
Gd	3,44	3,39	4,19	4,77	5,61	5,5	5,02	4,03
Tb	0,52	0,52	0,72	0,73	0,87	0,88	0,95	0,65
Dy	2,98	3,22	4,16	4,5	5,13	4,69	4,78	4,48
Ho	0,7	0,72	0,82	0,96	1,1	1,09	1,03	0,92
Er	1,77	1,75	2,16	2,42	3,2	2,99	2,95	2,84
Tm	0,25	0,24	0,31	0,37	0,51	0,45	0,44	0,43
Yb	1,66	2,12	2,18	2,35	2,91	2,72	2,57	2,71
Lu	0,25	0,32	0,32	0,37	0,53	0,41	0,5	0,4
Hf	3,98	3,23	5,42	4,48	3,78	4,25	4,29	2,65
Ta	0,46	0,46	0,81	0,77	0,43	0,46	0,53	0,42
Th	4,45	3,99	5,51	6,38	2,59	3,62	3,51	2,97
U	0,84	1,41	1,7	1,88	0,7	0,91	1,05	1,3
Ni	27,5	32,8	32,6	35,4	88,4	26,7	178	35,7
Li	17,5	24,4	36,4	27,9	73,7	42,8	50,5	24,4
Sc	8,58	11	10,5	12,9	40,1	36,6	30,5	26,4
Pb	9,1	2,74	14,4	10,9	8,65	28,8	<1	1,09

Комплекс, свита	Ергольский								
Порода	андезибаазальт	грахиандезит	андезибаазальт	грахиандезит	дациандезит	дацит	плагидациит		
№ пробы	5245-1	5242	2202	2470-2	4156-1	7092	5395	5300-2	3446
SiO ₂	53	54,8	55,4	56,9	58,2	62,4	64	65,7	64,7
Al ₂ O ₃	16,8	18,4	18	15,7	17,1	18,2	13,8	16	15,9
TiO ₂	1,52	1,16	0,76	0,76	0,92	0,93	1,43	0,55	0,44
Fe ₂ O ₃ _{общ}					7,91	6,75			
Fe ₂ O ₃	4,81	4,51	3,12	4,89			7,52	3,69	2,71
FeO	4,6	4,16	2,86	4,67			2,49	1,53	1,79
MnO	0,23	0,13	0,063	0,093	0,13	0,059	0,078	0,06	0,082
MgO	6,24	3,99	5,39	6,75	4,15	1,84	1,42	1,77	2,24
CaO	2,82	2,7	3,14	2,59	2,07	0,73	1,21	1,35	2,19
Na ₂ O	5,65	6,61	5,33	2,65	5,69	2,66	4,02	3,77	4,47
K ₂ O	0,21	0,17	1,29	0,59	1,61	3,76	1,51	2,51	1,88
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,16	0,14	0,17	0,21	0,35	0,15	0,13
п.п.п.	3,65	2,97	4,23	4,06	2,05	2,6	2,02	2,83	3,59
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100
V	223	205	107	158	141	99,2	123	78,2	73,2
Cr	57,2	16,4	143	112	73,9	28,1	254	11,4	15,8
Co	42,6	31	42,6	33,1	47,4	36,3	22,1	16,4	14,6
Rb	4,3	4,11	42,3	13,3	24,3	118	36,4	72,2	53,1
Sr	224	541	235	105	230	85,6	93,1	69,9	148
Zr	136	136	196	117	138	185	175	142	122
Nb	5,95	8,21	11,3	6,67	7,23	10,7	19,3	10,5	9,72
Cs	0,42	0,46	3,94	0,9	2,07	3,91	2,45	2,84	3,37
Ba	103	72,7	185	150	313	477	223	197	212
Y	27,6	24,8	25,2	17,8	24,1	26,3	21,3	19,5	15,5
La	12,4	19,9	20,1	11,6	18,5	22,2	12,6	8,85	22,5
Ce	29,1	41,2	42,2	25,2	38,9	46,2	31,1	21,9	43,5
Pr	4,21	5,18	4,88	3,02	4,9	5,79	4,11	2,83	5,21
Nd	17,9	22,7	19,4	12,8	19,6	21,6	19,5	12,8	19,1
Sm	4,32	4,96	4,41	3,05	4,47	4,97	3,85	2,75	3,72
Eu	1,2	1,36	1,08	0,86	1,36	1,16	1,21	0,5	0,92
Gd	4,13	4,35	4,06	3,12	4,14	5,14	3,38	2,82	3,15
Tb	0,69	0,71	0,7	0,5	0,75	0,87	0,68	0,49	0,5
Dy	5,06	4,91	4,01	3,19	4,04	4,29	4,36	3,29	2,89
Ho	1,12	1,04	0,81	0,75	0,9	0,99	0,8	0,74	0,63
Er	2,76	2,57	2,52	1,92	2,42	2,99	2,27	1,94	1,49
Tm	0,34	0,33	0,37	0,25	0,3	0,39	0,32	0,26	0,18
Yb	2,74	2,75	2,25	1,83	2	2,81	2,05	1,98	1,53
Lu	0,41	0,41	0,35	0,29	0,32	0,41	0,26	0,31	0,24
Hf	3,83	4,2	6,11	3,25	3,73	4,41	3,93	4,51	3,02
Ta	0,37	0,56	1,01	0,46	0,51	0,77	1,18	0,94	0,78
Th	2,46	4,37	8,74	3,72	4,71	6,99	4,27	7,09	6,78
U	0,77	1,64	3,74	1,57	1,41	2,42	1,09	2,68	2,67
Ni	28,4	24,7	79,8	58,6	43,7	1,59	127	14,9	20,4
Li	42,5	39,7	103	57,3	125	44,6	7,92	24	45,5
Sc	27,2	18	24,1	17,4	31,4	20,4	19,9	9,93	8,85
Pb	28,5	16,2	10,5	14,6	8,53	1,2	9,57	13,6	11,6

Комплекс, свита	Катандинский								
Порода	габбро						габбродиорит		диорит
№ пробы	4107-2	5271-2	895-1	4113	5252	2408-1	7167	2115-2	5070
SiO ₂	46,5	47,1	48,4	48,1	49,10	51,7	52,3	52,9	54,9
Al ₂ O ₃	15,4	19,1	20,8	20,3	14,70	16,8	15,3	13,9	14,5
TiO ₂	2,07	0,54	0,35	0,36	1,58	0,68	0,79	1,85	1,36
Fe ₂ O ₃ общ									10,8
Fe ₂ O ₃	5,88	2,89	2,31	1,47	4,34	2,19	3,04	4,91	
FeO	6,13	3,52	3,33	3,6	5,88	4,73	4,8	7,19	
MnO	0,21	0,14	0,11	0,088	0,18	0,13	0,14	0,21	0,17
MgO	8	7,7	6,47	6,75	8,75	7,88	7,72	4,92	5,36
CaO	10,2	14,1	12,8	13,9	8,76	10,4	11,2	7,51	6,91
Na ₂ O	3,49	1,49	2,1	2,42	2,39	2,22	2,05	3,54	3,12
K ₂ O	0,45	0,16	0,64	0,44	0,96	0,75	0,34	0,24	1,06
P ₂ O ₅	0,2	<0,05	<0,05	<0,05	0,18	0,076	0,073	0,17	0,14
п.п.п.	0,87	3	2,4	2,13	2,71	2,1	1,94	1,92	1,65
Сумма	99,4	100	100	100	99,53	100	100	100	100
V	308	155	136	128	230	166	224	359	239
Cr	327	428	75,8	517	402	315	205	15	67,5
Co	88,8	29,8	29,3	33,3	51,9	35,8	36	69,1	55,8
Rb	6,01	4,75	15,5	12,6	26,5	18,9	9,32	4,48	23,6
Sr	269	123	175	131	241	130	317	123	90,8
Zr	145	39,1	17,8	22,1	114	71,2	82,5	140	139
Nb	5,07	0,68	0,71	0,73	3,87	2,55	3,05	5,35	4,42
Cs	0,46	0,28	0,58	0,45	0,53	1,14	0,49	0,34	0,41
Ba	57,9	44,6	95,2	54,6	147	109	69,4	103	146
Y	40,1	13,8	9,06	11,6	25,1	18,5	22,8	43,1	37,5
La	6,07	1,78	1,89	1,6	9,74	5,48	6,69	10,2	10,3
Ce	17,7	5,83	4,01	4,12	22,3	13,4	15,1	24,3	23,7
Pr	3,01	0,75	0,54	0,6	3,29	1,78	2,1	3,62	3,44
Nd	17,3	3,91	2,81	3,14	16	8,91	10,3	17,2	14,3
Sm	4,97	1,31	0,77	0,99	4,19	2,22	2,42	4,67	4,75
Eu	1,64	0,53	0,43	0,54	1,41	0,75	0,8	1,41	1,26
Gd	5,44	1,58	1,09	1,21	4,19	2,51	2,96	5,75	5,11
Tb	1,04	0,35	0,2	0,32	0,74	0,46	0,57	1,07	1
Dy	7,24	2,48	1,43	1,82	4,91	3,18	3,98	7,15	6,08
Ho	1,42	0,62	0,3	0,4	1	0,74	0,87	1,51	1,33
Er	4,25	1,53	0,96	1,13	2,68	1,98	2,58	4,58	4,12
Tm	0,66	0,21	0,14	0,19	0,33	0,3	0,32	0,78	0,52
Yb	3,66	1,36	0,85	1,16	2,63	1,71	2,52	4,53	3,66
Lu	0,66	0,2	0,15	0,16	0,39	0,28	0,33	0,72	0,56
Hf	4	1,35	0,53	0,79	3,61	2	2,48	4,26	3,72
Ta	0,27	<0,1	<0,1	<0,1	0,28	0,19	0,24	0,39	0,34
Th	0,44	0,28	0,42	0,36	1,66	1,67	2,07	2,53	3,39
U	0,13	0,11	0,12	<0,1	0,39	0,4	0,49	0,71	0,69
Ni	249	129	52	104	138	104	68,8	32,7	33,3
Li	16,7	16,5	18,7	10,5	16,4	11,7	10,4	8,13	14,5
Sc	54,6	27,8	33,2	38,8	27,9	28,9	33,4	51,5	46,5
Pb	0,9	6,75	2,36	<1	6,87	7,65	4,81	1,11	10,8

Комплекс, свита	Катандинский							
Порода	диорит	кварцевый диорит			гранодиорит		гранит	
№ пробы	2395	500-3	3106-2	8354-1	2389-1	2391-1	500-2	2160
SiO ₂	55	58,3	59	59,1	65,9	68	68,4	69,5
Al ₂ O ₃	16,2	16,4	16,4	17,3	14,3	14,1	15,1	13,5
TiO ₂	1,26	1,56	1,18	0,86	0,98	0,83	0,69	0,76
Fe ₂ O ₃ общ								
Fe ₂ O ₃	4,09	3,53	2,44	3,46	3,06	2,19	1,18	1,71
FeO	4,92	4,53	4,66	4,35	2,37	2,81	2,8	3,2
MnO	0,16	0,13	0,13	0,12	0,06	0,083	0,068	0,07
MgO	4,38	2,99	3,8	4,64	2,4	1,73	1,22	1,43
CaO	7,67	5,36	5,32	1,15	5,34	2,52	2,48	2,92
Na ₂ O	2,91	2,79	3,31	1,51	2,71	2,94	3,61	3,18
K ₂ O	1,08	1,33	1,72	3,43	0,76	2,82	3,18	2,45
P ₂ O ₅	0,17	0,37	0,2	0,15	0,21	0,17	0,14	0,14
п.п.п.	1,87	2,3	1,46	3,64	1,9	1,69	0,97	0,9
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	231	154	126	136	104	88,7	65,1	80,1
Cr	53,3	48,8	28,6	139	68,8	55,9	34,4	91,4
Co	34,2	52,7	50,4	28,8	21,8	17,8	24,8	24,1
Rb	31,4	43,2	52	108	27,9	73,3	98,2	69,9
Sr	198	392	247	147	539	176	127	149
Zr	99,9	195	173	168	226	216	225	226
Nb	8,18	11,2	10,9	10,4	10	9,64	9,45	7,46
Cs	0,91	1,16	2,69	7,28	0,57	2,32	4,02	2,64
Ba	190	220	252	618	117	440	432	627
Y	33,5	26,9	30,6	22	34,1	35,7	39	31
La	16	17,7	18,7	24,4	16,8	25,5	18,8	19,8
Ce	36,5	37,8	42,1	52,8	35,3	56,7	45,4	40,5
Pr	4,94	4,78	5,68	6,16	4,73	6,71	5,12	4,98
Nd	21	20,7	24,6	24,6	18,9	27,2	23,7	20,1
Sm	5,53	4,35	6,18	5,01	4,7	6,27	5,7	5,1
Eu	1,59	1,67	1,36	1,18	1,39	1,66	1,13	1,47
Gd	5,51	4,92	6,19	4,12	4,98	6,24	5,78	5,24
Tb	0,96	0,73	1	0,65	0,83	0,97	0,99	0,79
Dy	6,25	4,35	5,44	4,18	5,83	6,66	6,47	5,17
Ho	1,34	0,9	1,1	0,88	1,26	1,42	1,26	1,09
Er	3,31	2,75	3,15	2,4	3,28	3,72	4,09	3,33
Tm	0,47	0,46	0,51	0,31	0,43	0,48	0,63	0,54
Yb	3,29	2,93	2,91	2,37	3,43	3,79	3,68	2,96
Lu	0,45	0,44	0,44	0,38	0,45	0,47	0,53	0,53
Hf	2,64	4,67	4,72	4,76	5,56	5,69	6,08	6,28
Ta	0,51	1,1	1,13	0,77	0,78	0,8	0,87	0,7
Th	2,63	1,49	7,1	8,03	7,38	7,87	10,5	6,23
U	0,66	1,16	1,72	1,47	1,84	1,99	1,85	2,91
Ni	44,9	50,8	47,6	81,9	37,1	22	24,2	33,9
Li	12,9	26,7	25,8	53,4	6,46	15,7	41,1	28,4
Sc	34,4	40,3	29,8	18,8	17,5	14,8	21,8	20,2
Pb	11,1	1,94	9,11	18,4	7,66	12	15	19,8

Комплекс, свита	Катандинский								Коргонский
Порода	гранит	плагиигранит	гранит	лейкогранит			лейкоплагиигранит		дациандезит
№ пробы	4146-1	5019-1	3102	4116-2	3105-1	871-1	3475	1061-1	2298
SiO ₂	71	72,3	72,9	73,9	74,2	75,2	75,8	76	61,4
Al ₂ O ₃	13,8	13	13,4	14	12,5	12,6	12,3	12,7	16,1
TiO ₂	0,67	0,76	0,54	0,19	0,48	0,23	0,3	0,22	1,37
Fe ₂ O ₃ общ		3,87							7,43
Fe ₂ O ₃	1,83		1	0,47	1,15	1,34	1,54	1,26	
FeO	2,33		1,86	1,33	1,86	1	1,15	1,2	
MnO	0,05	0,05	0,037	0,018	0,043	0,035	0,022	0,015	0,097
MgO	1,24	1,07	0,72	1,35	0,6	0,64	0,29	0,76	2,19
CaO	2,19	2,86	1,41	2,3	1,31	1,34	1,3	1,16	1,9
Na ₂ O	3,52	4,73	3,82	4,41	3,52	3,87	4,59	5,76	4,99
K ₂ O	1,59	0,54	3,47	1,01	3,63	3,25	1,35	0,41	2,44
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,092	0,052	0,085	<0,05	<0,05	<0,05	0,49
п.п.п.	1,49	0,9	0,78	0,83	0,61	0,69	1,37	0,52	1,71
Сумма	100	100,22	100	100	100	100	100	100	100
V	90,4	39,9	35,7	21,1	31	10,8	7,47	10,8	59,3
Cr	61,3	19	24,8	29,7	22,3	24,2	36,8	18,9	15
Co	20,2	23,8	13,1	6,73	11,8	4,13	3,34	5,01	26,7
Rb	69,2	8,18	93	22,8	110	106	40,9	7,83	66,6
Sr	316	212	101	52,1	59,7	88,8	91,8	142	78,9
Zr	309	242	269	131	264	238	393	380	534
Nb	13	10,1	11,2	6,84	9,13	9,12	14,2	13,4	14,5
Cs	1,62	0,28	1,56	0,48	1,96	2,96	1,1	0,4	1,76
Ba	325	153	476	213	450	416	135	140	238
Y	59,2	49,6	58,9	34,4	44,1	55,4	62,3	91,2	37,8
La	36	23,1	28	15,4	26	28,3	30,9	33,2	18
Ce	86,5	52,2	58,3	33,4	57	58,2	61,6	67,7	41,9
Pr	9,13	6,66	7,17	4,06	6,64	7,78	8,11	9,26	5,74
Nd	41,1	26,1	28,1	17,2	27,4	29,4	32,7	38,2	27,6
Sm	9,06	6,83	7,09	4,08	6,58	7,14	8,69	10,3	6,22
Eu	1,68	1,33	1,1	0,54	0,92	0,88	1,27	1,73	2,19
Gd	9,68	7,48	7,67	3,99	6,15	8,05	8,95	12	7,08
Tb	1,73	1,39	1,46	0,8	1,26	1,39	1,58	2,25	1,08
Dy	10,6	7,97	8	5,21	6,97	8,95	11,2	15,1	6,22
Ho	2,06	1,85	1,78	0,99	1,43	1,97	2,56	3,35	1,36
Er	5,93	5,29	5,73	3,38	4,51	5,84	6,68	10,2	3,98
Tm	0,91	0,68	0,96	0,61	0,72	0,86	0,87	1,43	0,54
Yb	5,71	4,53	5,87	3,56	4,29	5,49	7,14	9,19	3,72
Lu	0,95	0,77	0,95	0,63	0,75	0,89	0,94	1,52	0,61
Hf	9,24	6,45	7,84	5,74	7,02	7,04	10,8	11,2	10,6
Ta	1,2	0,74	1,05	0,89	0,8	0,81	1,08	1,13	0,93
Th	16,6	8,8	15,4	15,9	12	13,7	11,4	11,7	7,25
U	3,76	2,29	3,24	3,29	2,38	3,23	3,08	2,3	2,07
Ni	24,9	2,43	12	11,9	9,81	6,98	2,74	7,24	1,01
Li	5,46	8,81	13,1	4,21	15,8	7,15	3,21	2,98	46,2
Sc	18,6	21,1	14,7	7,06	11,7	5,99	6,01	8,54	20,3
Pb	<1	2,28	8,44	<1	13,9	10,4	7,38	<1	<1

Комплекс, свита	Коргонский							
Порода	дацит	риодацит		гранит-порфир	риодацит			
№ пробы	5365	4040	4041-2	2381	2012-1	2192	2208-2	7023-1
SiO ₂	66,2	69,9	70,1	71,2	71,7	72,4	72,3	72,5
Al ₂ O ₃	14	16,7	15,6	14,6	14,5	13	13,7	14,8
TiO ₂	0,78	0,43	0,38	0,3	0,2	0,21	0,35	0,14
Fe ₂ O ₃ _{общ}								
Fe ₂ O ₃	3,56	2,34	0,9	1,25	0,59	4	0,77	0,85
FeO	4,16	0,73	2	1,73	1,33	1,33	2	1,13
MnO	0,17	0,12	0,077	0,058	0,046	0,021	0,036	0,089
MgO	1,97	0,63	0,67	0,59	0,47	0,36	1,27	0,5
CaO	0,7	0,4	1,2	1,1	1,47	0,3	0,56	1,18
Na ₂ O	3,61	4,08	4,8	3,96	3,68	3,92	4,02	4,48
K ₂ O	2,99	2,65	2,99	3,23	3,73	3,56	3,36	2,03
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,12	0,091	0,07	<0,05	0,099	0,075
п.п.п.	1,39	2,05	1,16	1,82	2,23	0,89	1,41	2,27
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	33,3	8,98	11,8	15,1	16,2	8,01	42,5	6,14
Cr	24	7,27	22,6	31,1	14	36,5	22,8	12,3
Co	7,21	7,13	6,92	5,97	5,16	4,24	11,1	4,11
Rb	67,7	72,5	102	101	117	100	69,3	59,6
Sr	112	92,2	224	72,5	103	107	61,5	126
Zr	673	225	261	220	107	245	125	126
Nb	11,1	11,4	13,5	12,8	15,3	16,3	10,1	13,3
Cs	1,36	1,81	1,35	5,82	3,55	4,41	2,6	1,72
Ba	713	257	528	428	551	474	487	371
Y	51	29,1	36,6	28,7	24,5	32,7	15,7	22,4
La	17,2	25,6	29,1	28,2	21,9	24,7	27,8	34,5
Ce	37,2	52,7	60,3	55,7	44,3	50,9	50,9	63,7
Pr	4,51	6,16	7,24	6,51	5,41	6,43	5,34	6,63
Nd	22,3	24,2	29,9	24,6	20,8	25,2	18,4	25
Sm	5,9	5,05	6,46	4,68	4,57	5,46	3,27	4,12
Eu	1,52	1,3	1,58	1,28	1,04	1,21	0,59	0,91
Gd	6,7	5,06	5,82	4,64	4,31	5,24	2,74	4,08
Tb	1,35	0,81	1,03	0,72	0,64	0,87	0,43	0,57
Dy	8,85	4,73	5,93	5,01	4,41	5,34	2,56	3,38
Ho	1,79	0,93	1,07	1,11	0,86	1,24	0,53	0,69
Er	5,45	3,21	3,84	2,6	2,45	3,75	1,59	1,97
Tm	0,74	0,41	0,54	0,42	0,44	0,62	0,27	0,33
Yb	4,96	3,09	3,7	3,3	2,45	4,18	1,66	2,19
Lu	0,74	0,57	0,61	0,42	0,45	0,65	0,33	0,36
Hf	12,2	5,43	6,17	5,74	3,64	7,13	4,27	3,87
Ta	0,8	0,85	1,12	1,07	1,36	1,53	1,16	1,05
Th	8,78	6,9	8,1	9,96	10	10,4	11,1	10,1
U	2,41	1,54	2,66	1,94	2,52	4,03	2,51	2,54
Ni	16,3	2,27	6,29	5,47	7,43	8,86	9,05	6,98
Li	28,3	12,9	12,3	24,8	19,5	19,4	23,4	8,91
Sc	27,7	5,6	6,37	5,36	7,35	10,3	8,26	4,75
Pb	4,26	<1	<1	12,5	2,09	20,8	<1	28,4

Комплекс, свита	Коргонский							
Порода	риолит							плагиориолит
№ пробы	2374-1	543-1	3254	2006	4155-1	2323-1	2360	7092-1
SiO ₂	73,8	74,2	74,3	74,4	75	75,6	76,1	76,6
Al ₂ O ₃	13,5	13,9	15	14,6	13	13,4	11,8	13,7
TiO ₂	0,21	0,27	0,11	0,1	0,17	0,18	0,14	0,14
Fe ₂ O ₃ _{общ}					1,83			1,88
Fe ₂ O ₃	0,75	0,71	0,47	0,47		0,93	2,11	
FeO	1,53	1,2	1,13	1		1,28	1,28	
MnO	0,043	0,026	0,035	0,02	0,096	0,034	0,018	0,018
MgO	0,51	0,86	0,49	0,25	0,35	0,58	0,14	0,69
CaO	0,8	0,15	0,65	0,15	1,95	0,3	0,13	0,21
Na ₂ O	3,44	2,69	1,34	2,84	2,73	3	1,12	4,72
K ₂ O	4,42	4,32	4,31	5,15	2,79	3,47	6,39	1,11
P ₂ O ₅	<0,05	0,053	0,063	<0,05	<0,05	0,055	<0,05	0,074
п.п.п.	0,97	1,6	2,15	1,04	2,3	1,24	0,78	0,93
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	9,97	12,4	10,9	4,97	8,21	10,2	7,99	10,1
Cr	37,4	27,7	17,8	36,8	16,2	40,6	35,6	23,5
Co	4,13	4,89	2,85	2,55	5,59	3,57	3,3	5,87
Rb	113	132	124	155	91,6	111	133	39,8
Sr	72,6	42,4	43,2	29,1	54,8	38,1	24,4	75,8
Zr	228	243	95,7	118	142	188	312	116
Nb	15,8	15	16,2	15,5	16,3	15,2	16,8	14
Cs	1,86	2,83	2,46	3,37	3,95	3,84	4,39	1,62
Ba	915	486	499	662	202	438	1130	158
Y	33,6	34,8	29,7	32,2	41	27,6	43,2	22,7
La	39,5	33,9	23	35,6	44,3	34,8	30,5	15,6
Ce	78,4	65,5	46,3	68,1	89,7	67,2	64,9	30,1
Pr	9,1	7,97	5,73	8,19	10,7	8,04	7,43	3,67
Nd	35,3	31,1	23,3	28	39,9	28,4	29,7	13,3
Sm	5,91	6,1	5,08	5,33	7,64	5,74	6,58	2,76
Eu	1,36	1,01	0,86	0,69	1,53	0,84	1,43	0,27
Gd	6,11	5,86	5,5	5,15	7,89	5,12	6,21	2,94
Tb	0,86	0,91	0,89	0,83	1,3	0,77	1,06	0,53
Dy	6,18	5,76	4,89	4,98	6,58	4,95	7,55	3,2
Ho	1,34	1,13	0,99	1,1	1,48	0,93	1,6	0,73
Er	3,63	3,6	3,04	3,46	4,16	2,72	4,58	2,6
Tm	0,55	0,54	0,44	0,63	0,51	0,4	0,7	0,4
Yb	3,9	3,75	2,52	2,98	3,9	3,12	5,22	2,57
Lu	0,54	0,58	0,48	0,48	0,56	0,43	0,72	0,4
Hf	6,31	5,62	3,49	4,11	4,39	5,47	7,84	3,23
Ta	1,29	1,39	1,26	1,58	1,28	1,24	1,24	1,18
Th	12	11,5	10,5	14	12,5	11,7	10,1	14,3
U	3,34	2,49	3,27	1,82	2,38	2,88	2,73	2,58
Ni	5,25	6,65	8,46	8,04	<1	12,5	6,99	<1
Li	14,8	24,8	13,1	12,8	25,2	14,6	4,29	6,69
Sc	5,21	6,72	7,54	4,96	9,13	4,1	4,04	4,14
Pb	15	<1	<1	5,84	<1	14,4	13,2	1,24

Комплекс, свита	Коргонский	Катандинский						
Порода	туф риолитовый	габбро						
№ пробы	4301-2	3263-1	5042	3065-1	2004	3067-1	2040-1	704-3
SiO ₂	77,8	44,9	44,9	45,7	45,8	46	46,6	48,5
Al ₂ O ₃	12	18	19,5	18,1	17,1	15,2	16,1	17,2
TiO ₂	0,12	1,39	0,24	0,83	0,93	1,23	0,69	0,97
Fe ₂ O ₃ _{общ}		12,3				11,7		
Fe ₂ O ₃	1,08		1,91	3,32	4,6		2,86	2,92
FeO	0,83		3,86	4,53	4,86		4,8	5,33
MnO	0,019	0,28	0,11	0,17	0,21	0,17	0,13	0,16
MgO	0,58	7,28	10,3	7,76	8,43	11,5	11,2	8,21
CaO	0,44	11,1	14,6	14,6	11,4	9,98	11,3	11
Na ₂ O	3,51	2,13	1	1,68	1,65	1,57	1,55	2,34
K ₂ O	2,62	0,55	0,29	0,46	1,67	0,66	1,09	0,63
P ₂ O ₅	<0,05	0,19	<0,05	0,13	0,18	0,13	0,11	0,14
п.п.п.	1,05	1,99	2,86	2,24	2,44	1,95	3,04	2,13
Сумма	100	100	100	100	99,9	100	100	100
V	13,5	238	89,9	204	204	313	159	197
Cr	38,7	72,3	431	466	159	87,5	400	188
Co	2,86	65,3	48,5	59,2	54,9	81,5	62	48,3
Rb	91,8	17,7	8,46	12,5	90,7	15	36,2	18,8
Sr	59,9	271	229	301	256	253	265	300
Zr	160	62,1	13,4	34,6	44,4	52,6	62,4	45,9
Nb	13,1	7,43	0,6	2,33	4,58	3,5	2,87	4,1
Cs	3,78	1,99	1,03	0,42	2,01	1,09	0,86	0,77
Ba	311	114	66,8	136	223	98,7	166	110
Y	43,8	39,7	6,91	18,6	22,9	16,6	15,3	18,3
La	112	10,4	1,86	6,05	8,02	5,6	7,52	6,08
Ce	190	30,1	4,45	15,1	20,8	14,9	17	14,4
Pr	24	5,07	0,62	2,16	3,08	2,18	2,51	2,21
Nd	84,5	26	3,28	10,9	14,1	10,9	11,8	11,8
Sm	16,5	6,72	0,99	3,15	3,83	2,55	2,76	2,79
Eu	2,98	1,77	0,44	0,89	1,23	0,92	0,9	0,86
Gd	12,4	6,72	1,15	3,14	3,85	2,76	2,82	2,97
Tb	1,59	1,23	0,21	0,54	0,68	0,5	0,49	0,51
Dy	8,82	6,79	1,26	3,24	3,85	2,84	2,71	3,4
Ho	1,67	1,56	0,23	0,67	0,85	0,59	0,53	0,7
Er	3,78	4,29	0,59	1,75	2,45	1,87	1,44	1,98
Tm	0,48	0,51	0,1	0,27	0,34	0,22	0,22	0,29
Yb	3,27	3,37	0,58	1,95	1,91	1,41	1,5	1,61
Lu	0,49	0,48	0,087	0,29	0,32	0,26	0,22	0,24
Hf	4,54	2,41	0,58	1,23	1,37	1,47	1,56	1,21
Ta	1,06	0,32	<0,1	0,16	0,3	0,23	0,27	0,21
Th	9,68	0,33	0,21	0,37	0,36	0,39	1,21	0,54
U	2,75	0,11	<0,1	0,12	0,39	<0,1	0,28	0,21
Ni	4,14	58,9	254	107	94,6	378	226	81
Li	9,67	98,1	48,7	38,2	49,4	39	21,9	24,8
Sc	4,15	45,1	45,4	60,1	48,1	38,2	39,3	44
Pb	8,1	21,5	<1	16,1	1,64	16,8	4,95	1,28

Комплекс, свита	Катандинский								
Порода	габбро- порфирит	габбро	монцоди- орит	габбродиорит- порфирит	диорит	диорит- порфирит	диорит	микро- диорит	кварцевый диорит
№ пробы	2032	5135	4016	3007-2	1808-1	2013-3	4090	2341	7245-4
SiO ₂	48,8	51,4	54,6	53,2	55,1	55,2	55,8	56,3	58,3
Al ₂ O ₃	17,3	15,6	13,4	16,8	16	16,2	17,3	14,6	15,6
TiO ₂	1,2	1,46	0,68	1,49	0,93	1,02	1,03	0,91	1,49
Fe ₂ O ₃ общ		11,7							
Fe ₂ O ₃	4,41		2,34	5,05	3,69	3,9	3,07	4,57	0,96
FeO	5,79		4	4,53	4,13	3,86	4,8	4,35	6,82
MnO	0,22	0,19	0,23	0,17	0,13	0,13	0,15	0,094	0,14
MgO	6,45	5,69	4,05	4,61	5,46	3,73	3,62	8,2	2,82
CaO	8,83	6,41	9,12	4,89	6,79	7,28	7,18	2,14	5,84
Na ₂ O	2,97	3,41	3,07	4,7	3	2,74	2,98	3,06	3,18
K ₂ O	1,6	1,62	2,6	1,3	1,84	1,7	1,63	0,19	2,4
P ₂ O ₅	0,14	0,34	0,18	0,21	0,21	0,2	0,18	0,17	0,38
п.п.п.	1,68	2,12	5,28	2,47	2,34	3,57	1,72	5,21	1,47
Сумма	100	100	100	100	99,62	100	100	100	100
V	244	299	108	281	192	171	197	199	155
Cr	20,9	47,1	160	62,1	164	29,8	46,3	275	29
Co	59,7	50,3	25,9	53	46,3	45,3	42,7	38,2	20,5
Rb	63,3	39,9	57,8	33,2	49,8	34,4	46,3	4,51	74,7
Sr	318	240	424	758	258	293	305	340	205
Zr	96,4	84,4	137	133	111	150	155	120	255
Nb	3,6	5,29	7,89	6,89	10,7	9,67	9,87	5,94	9,21
Cs	1,05	0,49	1	1,4	2,25	1,46	0,89	0,68	2,18
Ba	247	232	509	351	294	410	363	73,5	272
Y	26	21,1	22,6	27,4	26,6	23,4	32,2	20,3	38,7
La	9,74	12,1	22	15,8	21,3	20,3	20,9	19,9	23,4
Ce	21,2	26,4	42,3	32,7	42,9	42,4	44	40,9	51
Pr	3,01	3,47	5,24	4,06	5,44	5,02	5,48	5,57	6,74
Nd	13,6	15,2	21,4	18,2	23,2	21,5	24,4	22,8	31,2
Sm	3,61	3,94	4,66	4,47	4,58	4,45	4,94	4,83	7,16
Eu	1,13	1,2	1,23	1,45	1,27	1,34	1,47	1,36	2,12
Gd	3,96	3,92	4,08	4,5	4,85	4,21	5,33	4,1	6,57
Tb	0,69	0,68	0,69	0,82	0,74	0,72	0,96	0,57	1,18
Dy	4,26	3,99	3,95	4,63	4,66	4,07	5,49	4,03	7,41
Ho	0,94	0,82	0,75	0,98	1	0,88	1,02	0,82	1,36
Er	2,75	2,39	2,32	2,71	2,95	2,49	3,38	2,24	4,17
Tm	0,44	0,3	0,35	0,37	0,4	0,44	0,5	0,29	0,54
Yb	2,3	1,63	1,94	2,5	2,53	2,11	2,98	2,11	3,77
Lu	0,4	0,27	0,34	0,47	0,38	0,41	0,51	0,29	0,48
Hf	2,19	2,13	3,36	3,97	3,35	3,88	4,66	3,05	6,4
Ta	0,23	0,42	0,63	0,57	0,88	0,78	0,69	0,35	0,64
Th	1,68	2,72	4,69	3,58	6,57	5,46	4,35	4,23	6,71
U	0,28	0,55	2,93	1,2	2,32	1,75	1,02	0,98	2
Ni	62,4	3,37	78,6	39,8	110	55,4	44,3	61,1	28,8
Li	33,5	21,8	22,8	47,7	54,6	55,9	14,7	51,1	21,4
Sc	38,2	42,1	18,9	38,9	31,6	29,4	28,8	28,4	28,4
Pb	5,09	7,66	11,7	25	5,55	16,8	<1	20,3	9,68

Комплекс, свита	Катандинский							
Порода	кварцевый диорит		гранодиорит				гранит-порфир	микрогранит
№ пробы	7245-3	2084-1	5053	3051	5045	800-1	4031	7017
SiO ₂	59,1	59,9	63,8	64,1	65,5	67,4	68,2	68,2
Al ₂ O ₃	15,5	15,4	16,4	15,9	16	16,4	15	16,1
TiO ₂	1,55	0,66	0,7	0,63	0,61	0,49	0,48	0,4
Fe ₂ O ₃ общ								
Fe ₂ O ₃	1,58	2,58	1,74	2,19	2,2	2,02	1,67	1,69
FeO	5,98	3,13	3,33	2,93	2,46	1,8	1,73	1,86
MnO	0,19	0,12	0,11	0,12	0,084	0,07	0,054	0,1
MgO	2,98	5,02	1,95	1,98	2	1,77	1,11	1,57
CaO	3,69	4,3	3,12	3,59	2,66	1,59	1,19	0,81
Na ₂ O	4,09	3,16	4,55	3,27	3,62	4,44	4,47	4,47
K ₂ O	2,86	2,36	2,27	3,11	2,57	2,13	4,45	2,67
P ₂ O ₅	0,38	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,17	0,15
п.п.п.	1,48	2,84	1,6	1,78	2,1	1,82	1,45	1,77
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	149	112	84,3	86,2	84,1	23,2	40,8	37,4
Cr	29,1	167	25	31,4	25,9	9,62	18,4	29,1
Co	18,8	37,4	27,3	25,5	23,3	8,42	12,4	14,2
Rb	92	54,9	52,9	101	105	74,5	66,3	89,6
Sr	211	236	276	247	229	197	147	167
Zr	234	138	173	148	182	153	224	165
Nb	9,33	9,05	9,6	10	11,9	10,9	10,2	11,8
Cs	3,31	0,55	0,69	2,26	2,63	1,99	0,43	4,41
Ba	310	536	462	527	373	261	502	356
Y	38,8	17,3	18,7	21,8	29,2	23,7	25	27,6
La	23	21	20,4	21,7	24,5	22,4	27,6	29,3
Ce	48,1	43,3	38,3	44	48,9	46,5	55,2	54,8
Pr	6,37	5,22	4,53	5,17	6,12	5,33	6,17	6,05
Nd	29,5	20,3	18,4	20,8	24,9	20,9	24,2	25,1
Sm	6,55	4,2	3,84	4,32	6,02	4,69	4,61	5,01
Eu	2,02	1,05	1,28	1,2	1,24	1,25	1,22	1,16
Gd	6,39	3,69	3,69	4,1	5,17	4,41	4,7	5,24
Tb	1,13	0,58	0,53	0,69	0,81	0,68	0,78	0,72
Dy	7,33	3,22	3,33	3,69	4,99	4,23	4,06	4,33
Ho	1,42	0,57	0,63	0,76	1,02	0,78	0,82	0,9
Er	4,07	1,73	1,89	2,26	2,95	2,48	2,5	2,5
Tm	0,54	0,27	0,3	0,39	0,49	0,43	0,4	0,45
Yb	3,77	1,57	1,77	2,14	2,56	2,59	2,42	2,82
Lu	0,49	0,27	0,28	0,35	0,44	0,34	0,5	0,41
Hf	6,13	3,89	4,83	4,48	5,88	4,24	5,5	4,67
Ta	0,63	0,75	0,64	1,05	1,08	0,77	0,84	0,95
Th	6,56	7,55	2,5	8,95	7,29	6,02	8,6	7,69
U	1,85	2,01	1,22	2,59	1,83	1,11	2,3	1,99
Ni	26,7	137	22,4	24,1	16,7	2,19	7,26	10,9
Li	28,9	31	34,4	57,5	51,2	9,66	17,2	70,2
Sc	28,8	23,9	18,5	18,1	16,6	7,88	9,23	12,2
Pb	5,83	57,3	23,9	39,4	1,53	<1	<1	<1

Комплекс, свита	Катандинский							
Порода	плагиогранит	гранит-порфир	гранит					
№ пробы	526-4	7016-2	2002	3044-1	3058-5	3260	4097	7004
SiO ₂	68,4	69,6	71,2	71,5	72,6	72,3	72,3	71,6
Al ₂ O ₃	15,2	15,8	14,6	15,3	14,8	14,5	14	15,1
TiO ₂	0,62	0,29	0,3	0,2	0,14	0,23	0,3	0,21
Fe ₂ O ₃ общ								
Fe ₂ O ₃	1,63	0,93	0,64	0,42	0,38	0,59	0,98	0,53
FeO	3,53	1,67	1,86	1,8	1,53	1,47	1,6	1,67
MnO	0,071	0,058	0,052	0,059	0,035	0,04	0,033	0,033
MgO	0,96	1,15	0,77	0,68	0,59	0,75	1,02	0,86
CaO	1,77	1,35	1,41	1,75	0,8	0,92	0,51	0,81
Na ₂ O	4,74	4,42	3,11	3,35	3,92	3,53	4,15	3,64
K ₂ O	1,84	3,33	4,6	3,94	3,79	4,39	3,9	4,32
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,19	0,12	0,21	0,22	0,073	0,15
п.п.п.	0,89	1,25	1,03	0,93	1,22	1,11	1,15	1
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	30,4	18	30,9	23,4	15,5	23,2	20,9	17,8
Cr	76,9	19,2	28,5	37,1	28,2	20	28,1	32,5
Co	19,3	10,7	8,77	6,53	4,48	6,44	7,98	7,46
Rb	48,3	90,1	188	139	114	140	137	178
Sr	117	216	133	172	134	121	53,6	88,2
Zr	542	148	153	108	84,3	115	220	137
Nb	11	13	14	11,9	16,5	14,3	10,1	15,1
Cs	1,87	2,6	3,91	6,04	3,66	3,61	3,42	6,39
Ba	306	479	476	490	452	446	294	297
Y	37,9	25,5	19,8	14	7,61	14,4	38,5	31
La	56,3	28,6	28,8	23,8	19,5	22,8	26,1	27,9
Ce	113	56,8	59	40,6	37,6	46	61,4	55,7
Pr	12,7	6,42	7,06	4,06	4	5,48	6,87	6,35
Nd	53,4	25,4	26,3	15	14,8	21,2	27,3	24,4
Sm	9,43	5,47	5,05	2,78	3,08	4,5	6,04	5,21
Eu	1,91	1,18	0,92	0,73	0,7	0,93	0,78	0,55
Gd	9,37	4,85	4,58	2,59	2,45	4,13	6,05	5,15
Tb	1,32	0,72	0,67	0,43	0,36	0,61	1,15	0,78
Dy	7,16	4,3	3,37	2,23	1,51	2,81	6,53	4,93
Ho	1,33	0,88	0,65	0,42	0,23	0,5	1,19	0,97
Er	4	2,47	1,83	1,22	0,52	1,32	4,08	3,01
Tm	0,57	0,4	0,29	0,2	0,1	0,17	0,6	0,5
Yb	3,52	2,56	1,55	1,43	0,58	1,3	3,57	3,27
Lu	0,59	0,4	0,28	0,23	0,12	0,2	0,62	0,53
Hf	14,3	5,07	4,23	3,51	2,61	3,33	6,67	4,44
Ta	0,97	0,93	1,6	1,67	3,18	1,68	0,91	1,72
Th	18,1	8,35	14,8	13,4	8,28	8,59	12	15,9
U	1,74	1,83	3,25	3,29	3,52	2,07	1,93	2,5
Ni	29	13	10,1	10	9,37	8,18	10,3	12,6
Li	14,5	69,5	51,4	23,2	17,8	11	26	32,4
Sc	20,5	11,2	6,81	6,63	5,05	4,9	8,12	7,39
Pb	14,6	6,08	32,1	35,2	23,9	9,23	<1	30,6

Комплекс, свита	Катандинский							
Порода	гранит умереннощел.	лейкогранит		лейкогранит умереннощел.	лейкогранит	лейкогранит-порфир	лейкогранит	
№ пробы	5057	2003	7000	2096	530-2	7011	7006	638-1
SiO ₂	72,3	73,6	74,5	74,6	75	75,3	75,8	75,2
Al ₂ O ₃	14,6	14	13,5	13,3	13,2	15,3	13	13,3
TiO ₂	0,18	0,21	0,2	0,15	0,15	0,033	0,064	0,16
Fe ₂ O ₃ общ								
Fe ₂ O ₃	0,69	0,42	0,32	0,41	0,63	0,36	0,59	0,45
FeO	1,2	1,47	1,33	1,73	1,47	0,8	1,33	1,13
MnO	0,031	0,031	0,017	0,043	0,024	0,019	0,017	0,016
MgO	0,64	0,87	0,79	0,31	0,51	0,6	0,35	0,41
CaO	0,55	0,36	0,47	0,45	0,41	0,38	0,27	0,26
Na ₂ O	2,99	3,21	4,23	4,13	3,87	2,66	4,21	4,2
K ₂ O	5,17	4,54	3,72	4,37	4,12	2,79	3,9	4,31
P ₂ O ₅	0,28	0,18	0,093	<0,05	<0,05	0,067	<0,05	<0,05
п.п.п.	1,37	1,05	0,8	0,5	0,56	1,75	0,37	0,63
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	14,6	18,9	11,6	8,51	8,21	4,74	6,32	8,5
Cr	21,5	16,3	42,3	39,9	38,3	16,5	34,4	26,1
Co	6,62	5,14	6,75	3,84	6,13	1,62	3,53	2,89
Rb	174	167	89	168	113	94,1	113	155
Sr	65,9	55	51,5	55,8	35,6	69,6	18,8	49,3
Zr	110	104	145	148	167	46,2	178	153
Nb	15,7	14,7	15,4	10,9	9,59	13,9	23,7	9,17
Cs	6,66	2,64	1,05	2,65	1,14	3,3	1,23	2,69
Ba	312	295	184	431	331	323	87,5	379
Y	15,9	14	27,4	34,7	37,3	15,8	57,9	33
La	18	6,5	19,6	26,6	27,3	25,6	15,7	15,7
Ce	38,2	15,2	42	58,1	58,9	49,3	43	56,1
Pr	4,52	2,07	4,9	6,74	6,76	5,51	5,54	3,82
Nd	17,8	8,26	18,9	27,4	26,5	20	25,5	16,1
Sm	4,1	2,47	4,24	5,94	5,9	4,12	7,93	3,54
Eu	0,73	0,39	0,36	0,71	0,72	0,84	0,22	0,44
Gd	3,27	1,99	4,45	5,42	5,93	3,59	8,06	3,84
Tb	0,48	0,39	0,78	1	0,96	0,53	1,6	0,75
Dy	3,05	2,38	4,45	5,67	5,78	2,9	10,5	5,12
Ho	0,5	0,42	0,88	1,2	1,24	0,48	2,22	1,08
Er	1,5	1,31	2,74	3,51	3,7	1,26	6,23	3,61
Tm	0,24	0,23	0,46	0,56	0,52	0,2	1,12	0,56
Yb	1,48	1,25	2,77	3,34	3,58	0,98	6,18	3,82
Lu	0,25	0,19	0,41	0,52	0,52	0,14	0,91	0,62
Hf	3,57	3,08	4,7	5,39	5,22	2,26	7,92	4,61
Ta	1,92	2,14	1,49	1,13	1,1	1,19	1,95	1,01
Th	8,94	9,54	12,8	13,3	13,3	7,47	15,2	13,3
U	2,48	1,62	1,99	2,38	2,07	1,11	1,67	1,81
Ni	10,8	6,14	10,7	7,23	15,1	8,93	9,22	4,49
Li	26,1	16,1	9,05	10,3	12,4	10,7	6,96	12,6
Sc	6,33	4,98	5,85	6,9	9,46	4,62	0,95	5,72
Pb	4,72	12,6	<1	24,4	4,54	<1	3,37	8,34

Комплекс, свита	Катандинский	Онгудайский		Курагинский				
Порода	лейкогранит	андезибаза́льт	андезит		трахириолит			
№ пробы	2291	5088	5413	2188-1	4181	236-2	3533	795-2
SiO ₂	76	52	52,5	60,4	75,1	75,1	75,4	75,4
Al ₂ O ₃	12,5	15,5	14,8	16,3	13,5	13,1	12,8	13
TiO ₂	0,16	0,77	0,76	0,83	0,085	0,13	0,13	0,15
Fe ₂ O ₃ общ	2,11	8,13			1,83			
Fe ₂ O ₃			2,73	6,26		<0,3	0,86	<0,3
FeO			5,32	1,8		1,67	1,53	1,6
MnO	0,02	0,13	0,17	0,098	0,015	0,024	0,034	0,041
MgO	0,54	5,31	5,72	1,62	0,21	0,37	0,2	0,53
CaO	0,14	8,36	8,01	4,38	0,11	0,68	0,39	0,44
Na ₂ O	3,61	0,91	2,31	3,46	1,66	2,43	3,5	3,52
K ₂ O	4,17	1,95	0,38	1,94	7,04	5,66	4,77	4,69
P ₂ O ₅	<0,05	0,14	0,14	0,17	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
п.п.п.	0,7	6,84	6,59	2,63	0,67	0,45	0,42	0,33
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	11,1	182	201	175	8,73	6,88	6,87	6,29
Cr	24,1	100	84,2	10,3	16,9	33,6	34,6	26,4
Co	5,76	54,4	33,1	36,4	5,4	4,59	2,74	2,04
Rb	135	54,1	12,6	62,8	216	136	107	93
Sr	19,9	257	352	299	126	100	34,6	56,2
Zr	149	92,4	114	157	148	164	251	257
Nb	11,3	5,41	5,49	9,78	32,6	16	17,4	16,8
Cs	2,16	2,92	1,08	2,55	1,03	2,05	1,22	0,67
Ba	216	243	125	550	102	473	470	495
Y	36,2	19,6	19,6	27,5	67,1	46,8	40,6	38,6
La	13,7	13,6	14,5	22,9	31,7	39,3	62,5	50,3
Ce	42,7	29,1	29,5	44,6	77,9	81,3	127	94
Pr	3,88	3,78	3,69	5,57	10	9,25	14,9	11,8
Nd	15,5	15,7	17,4	21,8	39,4	36,7	57,5	45,3
Sm	3,93	3,87	3,83	4,65	11,1	7,43	10,2	8,11
Eu	0,38	0,98	1,07	1,23	0,44	0,68	0,96	1,01
Gd	4,69	3,6	3,4	5,06	10,5	7,2	9,01	8
Tb	0,87	0,65	0,55	0,77	2,02	1,24	1,28	1,24
Dy	5,48	3,38	3,54	4,4	10,6	7,8	8,32	6,81
Ho	1,24	0,72	0,7	1,04	2,38	1,56	1,67	1,38
Er	3,87	2,16	1,98	2,85	6,54	4,56	4,2	4,57
Tm	0,53	0,3	0,3	0,48	0,93	0,75	0,59	0,61
Yb	3,59	2,13	2,01	2,71	6,5	4,83	4,46	3,84
Lu	0,6	0,3	0,26	0,49	0,87	0,73	0,67	0,72
Hf	5,11	2,42	2,59	4,46	5,41	5,69	8,43	7,36
Ta	1,11	0,37	0,29	0,78	2,84	1,36	1,37	1,25
Th	15,3	3,13	3,49	5,83	21,3	13,5	10,5	9,99
U	1,75	0,95	1,18	1,98	5,09	3,69	2,8	2,73
Ni	1	33,2	67,6	13,4	<1	13,3	3,4	4,44
Li	10,9	66,1	59,9	16,5	26,2	14	7,91	4,1
Sc	5,82	43,1	39,1	32,1	5,27	4,97	2,07	2,47
Pb	<1	20,8	7,85	17,4	1,03	6,42	17,4	11,3

Комплекс, свита	Куратинский					Топольнинский		
Порода	риолит	трахириолит	риолит		плагиориолит	габбродиорит- порфирит	кварцевый диорит	кварцевый сненит
№ пробы	236-3	8324	3423	5317	1/09/241	2268	2269	7204
SiO ₂	75,5	75,7	75,8	76,1	77,1	52,8	55,6	63,2
Al ₂ O ₃	12,7	12,3	13,5	12,8	13,1	15,2	16,8	16,3
TiO ₂	0,16	0,15	0,1	0,12	0,063	2,1	0,69	0,7
Fe ₂ O _{3общ}		2,42			1,15	9,29	8,93	6,33
Fe ₂ O ₃	<0,3		0,6	0,6				1,71
FeO	2,33		0,77	1,28				4,16
MnO	0,042	0,042	0,051	0,023	0,055	0,12	0,16	0,31
MgO	0,62	0,23	0,34	0,22	0,21	5,16	4,25	0,3
CaO	0,46	0,46	1,34	0,38	0,84	6,65	7,29	1,82
Na ₂ O	1,96	3,06	4,15	2,85	4,62	5,55	2,1	5,16
K ₂ O	5,49	5,19	1,9	5,09	1,69	0,19	1,68	5,64
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	0,053	<0,05	<0,05	0,65	0,12	0,099
п.п.п.	0,37	0,66	1,48	0,64	1,4	2,32	2,45	0,22
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	9,9	9,18	5,81	8,15	5,91	177	181	3,86
Cr	79	28	12,2	47,8	14,7	44,1	46,8	14,5
Co	7,95	7,66	1,93	2,91	6,03	36,9	30,2	6,95
Rb	153	101	47,1	134	69,4	3,56	48,3	46,7
Sr	58,3	50,9	188	60,5	104	464	300	32,5
Zr	290	248	95,3	169	48,4	276	81,9	224
Nb	25,9	17	11,4	16,8	22,3	19,7	5,8	19,4
Cs	2,23	0,48	2,44	3,2	2,43	0,22	1,58	1,02
Ba	208	479	256	466	213	52,7	237	890
Y	71,4	38,1	15,8	42,2	37,8	43,1	18,8	31,4
La	46,1	45,7	32,2	38,2	7,58	29,1	14,3	16,6
Ce	103	95,7	65,2	83,8	18,5	65,3	28,1	42,6
Pr	11,9	11,5	7,5	9,91	2,45	8,54	3,42	5,34
Nd	50,2	42,2	24,9	39,5	9,69	38,5	13,1	24,4
Sm	11,2	7,92	4,28	7,91	3,12	8,67	3,18	5,83
Eu	0,64	0,95	0,76	0,65	0,19	2,51	0,85	2,94
Gd	11,5	7,7	3,25	6,45	3,47	8,43	2,84	5,2
Tb	1,83	1,09	0,42	1,17	0,75	1,38	0,56	0,89
Dy	11,7	6,11	2,72	7,35	5,1	7,3	2,81	5,87
Ho	2,37	1,36	0,62	1,53	1,22	1,53	0,66	1,26
Er	7,19	4,3	1,5	4,23	3,75	4,43	2,01	3,31
Tm	1,17	0,69	0,21	0,64	0,64	0,56	0,28	0,44
Yb	7,45	4,29	1,57	4,45	4,14	4,24	1,78	3,75
Lu	1,11	0,68	0,28	0,62	0,63	0,65	0,29	0,54
Hf	9,42	7,52	2,79	6,31	2,19	5,92	2,34	6,46
Ta	2,13	1,17	0,9	1,31	2,44	1,22	0,41	1,28
Th	12,3	10,4	9,66	13,1	10,9	5,32	2,79	3,34
U	2,7	2,55	1,81	4,21	4,26	1,33	0,7	0,51
Ni	25,5	<1	1,03	6,25	<1	1,89	3,45	1,65
Li	17	6,43	2,82	17,9	3,14	17,9	21,9	2,21
Sc	3,3	3,8	2,5	1,8	8,17	23,1	25,2	14,1
Pb	<1	21,2	11	10,4	<1	3,17	12,8	15,2

Комплекс, свита	Топольнинский		Туэктинская		Куладинский			
Порода	лейко- гранит	диорит катаклазир.	туф даци- товый	туф риолитов окварцов.	кварцевый диорит	граносиенит- порфир	грано- диорит	трахирио- дацит
№ пробы	4270	7036	5096	5094-1	7073	2511	3221-3	3234
SiO ₂	75,4	50,20	67,9	79,7	60,7	64,5	67,1	67,2
Al ₂ O ₃	12,9	16,30	15,2	10,4	15,4	16,4	12,8	13,7
TiO ₂	0,097	1,58	0,5	0,13	1,13	0,53	0,85	0,35
Fe ₂ O ₃ общ			4,25	2,61	8,9			
Fe ₂ O ₃	0,8	2,96				3,96	2,38	2,32
FeO	1,28	5,19				1,66	4,26	3,73
MnO	0,025	0,14	0,24	0,028	0,21	0,21	0,13	0,074
MgO	<0,1	4,74	1,38	0,36	0,85	0,22	0,91	2,13
CaO	0,39	6,26	0,59	0,1	2,32	0,71	1,81	0,43
Na ₂ O	3,49	3,60	5,77	2,77	4,25	4,79	3,32	3,33
K ₂ O	5,28	1,02	2,95	3,7	3,75	5,9	4,06	5,63
P ₂ O ₅	<0,05	0,37	0,096	<0,05	0,26	0,073	0,18	<0,05
п.п.п.	0,26	7,01	1,2	0,34	1,86	0,88	1,88	0,84
Сумма	100	99,37	100	100	99,6	100	100	100
V	4	202	42,5	13,4	6,57	7,46	11,8	10,2
Cr	42,7	56,7	37,9	24	10,6	21	34,2	11,1
Co	2,22	61,7	15,9	1,55	19,3	1,46	19	6,17
Rb	159	23,2	60,4	55,5	25,8	79,7	95,4	156
Sr	14,5	420	94,3	60,8	303	127	123	217
Zr	222	158	281	244	993	903	732	1580
Nb	20,5	10,3	20,9	27,3	94,8	49,8	45,3	129
Cs	1,5	1,49	10,4	1,36	0,87	1,5	1,36	4,28
Ba	171	226	261	279	851	1550	328	71,1
Y	48,2	30,3	41,2	70,1	105	126	94	181
La	47,3	22,4	27,7	22,9	78,3	62,7	59,6	143
Ce	99,2	46	65,9	47,4	171	148	128	293
Pr	12,2	5,96	7,9	6,76	22	18	16,2	35,5
Nd	45,1	27,1	29,9	26,7	84,8	86,5	66	137
Sm	9,82	6,17	7,36	7,45	19,8	18	15	27,8
Eu	0,38	1,66	1,14	0,48	5,16	3,6	2,57	1,27
Gd	8,19	5,85	6,93	7,72	20	17,7	16	29,4
Tb	1,27	0,89	1,18	1,59	3,33	3,63	2,84	5,29
Dy	8,66	5,17	7,03	10,9	19	23,3	16,1	29,8
Ho	1,92	1,01	1,5	2,51	4,08	4,65	3,4	6,42
Er	4,9	3,06	4,44	7,58	13,1	13,6	10,2	20,6
Tm	0,67	0,48	0,71	1,13	1,7	1,79	1,59	3,31
Yb	5,63	2,9	4,59	6,9	11	12,1	9,28	19,9
Lu	0,77	0,4	0,67	0,92	1,66	2,04	1,59	3,48
Hf	7,62	4,24	7,57	7,35	22,6	19	16,8	43,4
Ta	1,77	0,8	1,46	1,85	6,31	3,34	3,35	9,38
Th	15,5	3,16	12,1	9,57	8,4	12,4	12,3	34,9
U	4,41	0,72	3,74	3,03	2,5	5,28	3,18	10,3
Ni	3,92	55,7	1,42	<1	<1	7,89	11,5	4,77
Li	3,74	69,2	9,88	13,4	13	2,1	20,7	61,9
Sc	2	39,3	12,2	1,84	18,4	3,95	14,9	<0,01
Pb	14,1	1,05	1,17	5,52	<1	12,2	4,47	5,37

Комплекс, свита	Куладинский							
Порода	гранодиорит	трахириодацит	трахириолит	риолит		трахириолит	риолит	
№ пробы	3313-3	5166	3340	8302	3673	1410-2	5309	2277-2
SiO ₂	67,5	70,9	73,2	73,4	74,1	74,6	74,8	75,6
Al ₂ O ₃	12,7	14,4	13,9	13,7	12,1	11,9	12	12,1
TiO ₂	0,86	0,35	0,18	0,11	0,21	0,2	0,23	0,27
Fe ₂ O _{3общ}	6,83	3,33	2,52	3,01				3,32
Fe ₂ O ₃					<0,3	0,84	1,26	
FeO					3,66	2,86	1,92	
MnO	0,15	0,028	0,032	0,035	0,074	0,057	0,037	0,088
MgO	0,74	0,58	0,49	0,59	0,59	0,79	1,8	0,29
CaO	2,12	0,51	0,29	0,6	1,06	0,13	0,83	1,44
Na ₂ O	3,39	3,99	2,17	3,69	1,36	1,55	1,86	4,25
K ₂ O	3,73	5,42	6,32	4,45	4,24	6,29	3,71	1,47
P ₂ O ₅	0,15	0,053	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,054	<0,05
п.п.п.	1,94	0,5	0,29	0,58	2,05	0,69	1,43	1,23
Сумма	100	100	99,4	100	100	100	100	100
V	12,5	14,3	6,47	5,89	4,83	4,63	22	23
Cr	9,42	12,4	31,7	17,1	28	19,6	32,4	47,7
Co	15,6	9,47	3,4	4,63	0,91	2,84	5,55	4,86
Rb	76,4	104	125	151	207	130	159	44,6
Sr	114	68,4	120	217	100	52	103	102
Zr	690	407	527	448	813	628	366	496
Nb	40,5	30,8	30,4	89	51,8	55,6	79,7	33,6
Cs	0,94	2,11	1,07	1,19	2,84	1,02	4,63	1,82
Ba	245	203	493	9,49	249	266	119	75,2
Y	88,4	56,6	84,2	153	108	88,8	102	85,4
La	56,7	45	54,1	66,9	69,5	55,1	56,9	59,3
Ce	128	96,9	119	152	147	122	136	131
Pr	16,7	11	15,3	19,5	17,9	14,5	16,6	17,1
Nd	70,4	38,2	60,7	72,5	79,8	57,6	66,1	68,9
Sm	16,1	8,05	14,3	18,9	16,7	11,8	15,5	15,3
Eu	2,45	0,87	1,46	0,24	1,74	0,86	0,56	0,87
Gd	15,4	8,85	14,3	20,8	15,9	12,8	14,3	15,9
Tb	2,74	1,43	2,52	3,79	3,2	2,15	2,78	2,67
Dy	15,3	9,5	13,7	23,1	19,7	15	18,4	14,2
Ho	3,38	2	3,26	5,32	4,22	3,2	4,02	3,27
Er	9,39	6,85	9,26	17,5	12,4	10,3	11,8	9,29
Tm	1,22	0,8	1,34	2,47	1,58	1,49	1,63	1,22
Yb	9,24	6,04	8,55	15,2	10,2	10,2	12,2	8,41
Lu	1,4	0,99	1,33	2,22	1,84	1,62	1,66	1,41
Hf	16,5	11	14,3	16,3	18,7	16,2	15,2	14,5
Ta	2,9	2,59	2,21	6,42	3,19	3,99	5,76	2,42
Th	12,8	23,7	16	27,7	16,5	16,6	22,3	14,6
U	2,77	5,67	3,62	7,68	6,04	4,59	6,14	3,59
Ni	<1	<1	<1	<1	9,01	7,08	6,37	1,02
Li	17,2	13,9	15,6	20,7	29,7	12,3	36,8	6,59
Sc	12,1	3,88	2,76	0,62	0,61	0,011	0,42	3,77
Pb	8,29	<1	3,74	24,7	3,56	<1	23,7	<1

Комплекс, свита	Куладинский					Урсульский		
	Порода	трахириолит	туф риолитов	лейкогранит- порфир	габбродолерит	гранит	долерит	
№ пробы	2691	7085	5083-1	4435-3	4435-1	5311a	7084	3240
SiO ₂	75,6	76,4	76,6	46,7	70,2	45,8	46,1	46,9
Al ₂ O ₃	12,2	12,1	11,3	12,7	13,6	17,1	16,4	16,6
TiO ₂	0,12	0,12	0,24	4,1	0,42	1,86	1,93	2,6
Fe ₂ O _{3общ}		3,08	4,12		5,21		10,8	
Fe ₂ O ₃	0,73			2,49	1,33	2,84		3,87
FeO	2			12,1	3,49	6,99		6,33
MnO	0,013	0,025	0,025	0,28	0,067	0,18	0,16	0,17
MgO	0,38	0,99	0,22	4,9	0,11	8,18	7,1	5,5
CaO	0,27	0,17	0,21	9,52	1,71	10,4	10,3	9,11
Na ₂ O	3,36	2,53	3,5	2,94	4,38	2,61	2,35	3,21
K ₂ O	5	3,53	3,48	0,95	4,22	0,35	1,11	1,29
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	0,81	<0,05	0,29	0,24	0,46
п.п.п.	0,38	1,22	0,4	1,39	0,25	2,56	3,36	3,27
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,9	100
V	7,72	10,9	7,12	383	4,58	211	224	259
Cr	41,9	18	30,3	44,9	23,4	237	76,7	137
Co	3,62	7,31	8,56	30,4	2,65	69,5	84	71,4
Rb	86,4	142	56,5	27,9	45,2	7,36	17,7	42,4
Sr	113	89,3	30,7	240	57,6	319	344	501
Zr	400	791	620	252	369	134	148	210
Nb	61,5	102	49,2	17,3	38,7	11,6	8,16	40,2
Cs	0,97	6,43	0,43	1,49	0,32	0,39	0,78	1,14
Ba	102	47,1	106	147	215	117	110	200
Y	94,7	165	74,1	51,8	60,6	25,4	29,2	37,9
La	70,9	52,5	32,2	20,5	42,1	12,3	10,5	24,5
Ce	139	122	90	48,6	96,6	28	26,8	51,7
Pr	17,1	16,7	9,29	6,76	11,2	4	4,1	6,81
Nd	64,2	64,6	34,9	33,7	50,2	17,8	17,5	28,7
Sm	13,8	19	8,48	9,56	10,2	4,09	4,75	6,79
Eu	0,24	0,24	0,59	3,21	1,15	1,52	1,69	1,99
Gd	14,5	20,5	9,49	8,41	9,88	4,16	5,13	7,15
Tb	2,63	4,15	1,96	1,7	1,76	0,78	0,88	1,25
Dy	17,4	25,5	12,1	9,71	11	4,6	5,38	6,74
Ho	3,54	5,91	2,86	1,86	2,12	0,96	1,03	1,35
Er	11,3	19,2	8,56	5,49	6,51	2,73	3,17	4,07
Tm	1,56	2,64	1,28	0,73	0,9	0,35	0,42	0,61
Yb	10,9	15,9	8,84	4,58	6,2	2,06	2,54	3,23
Lu	1,68	2,47	1,29	0,62	0,95	0,37	0,39	0,54
Hf	14	25,2	14,6	5,67	8,37	3,03	3,72	5,09
Ta	5,31	7,83	3,23	1,08	2,25	0,97	0,5	2,6
Th	23	31	14,6	1,87	9,68	1,1	0,77	3,26
U	6,32	9,4	3,72	0,79	3,52	0,3	0,3	0,7
Ni	7,7	<1	<1	31,7	9,61	87,7	48,1	90,9
Li	4,05	117	9,39	7,71	1,8	15,7	23,7	43,7
Sc	0,44	0,87	1,68	55,7	6,78	37,1	49,2	41,9
Pb	2,29	23,1	<1	6,12	5,09	<1	<1	<1

Комплекс, свита	Урсульский							
Порода	долерит	габбродолерит	габбро	долерит			габбродолерит	долерит
№ пробы	5305	4238-3	3365	4433-2	2441-3	5080	4182	559-2
SiO ₂	47,2	48,6	48,8	51,5	51,7	46,9	48,3	48,8
Al ₂ O ₃	16,9	16,3	12,3	13,4	11,5	16,9	13,1	15,6
TiO ₂	1,91	1,54	4,19	2,88	2,65	1,92	3,9	2,23
Fe ₂ O ₃ общ			16,3		11,7	11,4	14,5	
Fe ₂ O ₃	4,33	0,87		1,86				4,6
FeO	6,39	7,98		10,8				6,53
MnO	0,17	0,14	0,29	0,32	0,26	0,18	0,24	0,19
MgO	6,89	7,75	3,89	3,19	2,93	8,42	4,36	5,79
CaO	9,51	9,55	6,58	7,67	8,32	6,86	7,97	8,89
Na ₂ O	2,27	3,34	4,03	3,51	2,95	3,63	3,47	2,61
K ₂ O	0,75	0,35	1,16	1,48	1,96	0,34	1,18	1,14
P ₂ O ₅	0,3	0,19	0,87	1,24	1,14	0,21	1,02	0,45
п.п.п.	2,91	2,79	1,63	1,14	5	3,26	2,01	2,49
Сумма	100	100	100	100	100,11	100	100	99,32
V	234	157	281	98,8	111	233	321	276
Cr	158	233	9,51	18,3	9,54	151	18,2	68,1
Co	51	35	101	16,4	39,7	93,1	114	55,5
Rb	16,8	6,57	32,8	41,4	60,4	5,27	37,8	34,3
Sr	402	281	212	281	320	300	371	386
Zr	152	86,8	309	295	241	121	226	192
Nb	14,8	4,32	22,7	23	17,5	5,27	14,4	11,8
Cs	0,42	0,64	3,07	3,64	2,29	0,43	4,39	2,3
Ba	120	54,5	198	409	426	93,7	171	333
Y	27,6	17,5	63,7	65,2	54,8	27,2	52,2	35,1
La	14,5	6,29	28,8	32,2	25,6	8,12	23,7	21,4
Ce	33,7	14,1	71,1	75,2	61,7	20,7	58,4	45,6
Pr	4,81	1,96	9,96	10,5	9,14	3,22	8,5	6,23
Nd	22,6	10,1	46,1	52,9	41	15	36,5	28
Sm	4,85	2,93	11,7	12,4	10,3	4,42	9,74	6,58
Eu	1,56	0,95	3,51	4,86	3,8	1,56	3,54	1,97
Gd	5,14	2,83	12	11,8	10,5	4,74	10,5	6,69
Tb	0,8	0,6	2,04	2,15	1,66	0,81	1,78	1,09
Dy	5,28	2,95	11,3	13,5	10,2	4,8	9,12	6,49
Ho	1,05	0,66	2,48	2,43	2,25	1,02	1,94	1,32
Er	2,86	1,64	6,42	6,69	5,21	2,8	5,5	3,72
Tm	0,35	0,25	0,84	0,89	0,7	0,38	0,62	0,5
Yb	2,8	1,42	5,7	5,47	5	2,51	4,23	3,46
Lu	0,41	0,25	0,87	0,83	0,66	0,33	0,61	0,51
Hf	3,92	1,98	7,35	7,67	5,69	2,99	5,28	4,07
Ta	0,97	0,26	1,65	1,49	1,24	0,43	1,15	0,94
Th	2,05	0,42	2,81	3,75	3,4	0,77	3,01	2,56
U	0,62	0,16	0,79	1,48	1,26	0,27	0,94	0,78
Ni	65	86,4	<1	10,7	3,86	107	1,15	51,9
Li	16,8	22,4	21,6	8,61	15,3	50,6	21,4	22,8
Sc	21,6	22,6	49,2	41,4	24,6	55,6	61,8	38,7
Pb	9,4	1,5	1,2	4,52	6,45	1,65	2,64	2,21

Комплекс, свита	Урсульский					Шибеликский		
Порода	габбродолерит	долерит	габбродолерит	долерит		гранит щелочной		
№ пробы	2211-4	2222-2	3225	8325-4	5152-1	3232	5153-3	2686
SiO ₂	48,3	48,1	42,6	43,3	45,8	69,9	72,1	72,3
Al ₂ O ₃	14,9	13,2	13,8	11,4	14,3	12	9,96	11,3
TiO ₂	2,07	4,36	4,64	4,72	2,36	0,44	0,49	0,38
Fe ₂ O ₃ _{общ}	11,3	14,9		18,6	13,5	7,24	8,85	6,35
Fe ₂ O ₃	4,09	6,04	6,08			3,17		3,54
FeO	6,46	7,99	8,26			3,66		2,53
MnO	0,21	0,26	0,25	0,26	0,26	0,13	0,15	0,094
MgO	6,98	4,53	5,01	5,84	8,96	0,28	0,17	0,19
CaO	10,5	7,53	10,8	10,1	8,57	0,68	0,048	0,17
Na ₂ O	2,55	3,6	3,03	2,06	3,08	4,83	3,67	4,7
K ₂ O	1,16	0,12	0,48	0,91	0,2	4,4	4,58	4,46
P ₂ O ₅	0,25	0,64	2,19	0,41	0,38	<0,05	0,058	<0,05
п.п.п.	1,9	2,72	2,07	2,33	2,64	0,2	<0,1	0,31
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
V	288	436	256	687	246	6,65	5,85	4,02
Cr	180	6,33	5,1	14,1	144	19	19,2	15,9
Co	75,2	93,1	106	112	103	9,09	10	5,8
Rb	35,2	2,23	5,23	21,6	2,54	78,3	105	109
Sr	290	376	374	231	398	29,4	5,11	11,1
Zr	126	230	209	170	187	1260	1260	1450
Nb	8,27	14,6	26,8	15,3	12,3	87,2	92,1	109
Cs	0,41	0,37	0,49	1,75	0,16	0,15	0,18	0,31
Ba	225	116	202	103	62,8	19,3	21,7	19,8
Y	28,8	49	56	35,7	32,9	124	150	160
La	9,55	23,2	32,6	16,4	15	86	59,1	93,5
Ce	23,2	53,9	76,8	40,7	37,6	180	177	206
Pr	3,38	7,88	11,5	6,09	5,37	22,1	19,4	21,7
Nd	16,8	37,4	54,7	27,3	23	92,4	73,1	77,9
Sm	4,42	9,04	12,9	6,81	6,05	19,7	19,7	14,6
Eu	1,55	3,03	3,92	2,11	2,43	1,7	2,02	1,05
Gd	4,61	9,01	13,3	7,43	6,35	20,3	21,7	17,5
Tb	0,88	1,5	2,04	1,19	1,05	3,7	4,15	3,58
Dy	5	8,71	10,9	6,58	6,11	20,8	25,9	27,4
Ho	1	1,8	2,06	1,46	1,21	4,38	5,46	5,9
Er	2,75	5,14	5,55	3,93	3,77	13,5	18,7	18,6
Tm	0,48	0,8	0,76	0,55	0,44	2,24	2,37	2,73
Yb	2,53	4,68	4,09	3,56	2,86	13,7	16,5	17,3
Lu	0,44	0,76	0,7	0,5	0,38	2,32	2,65	2,7
Hf	3,61	6,05	4,6	3,8	4,08	28,8	35,3	35
Ta	0,66	1,23	2,2	0,92	0,81	6,46	8,13	8,62
Th	1,02	2,98	1,53	1,09	1,05	19,3	24,3	23,8
U	0,35	1,16	0,54	0,36	0,26	5,74	6,37	6,89
Ni	60,7	18,8	6,27	1,44	121	7,87	<1	3,2
Li	19,7	33,1	15,1	21,3	14,5	68,4	91,1	32,5
Sc	55	50,2	51,3	62,8	43,4	<0,01	<0,01	<0,01
Pb	11,6	<1	<1	<1	15,3	4,81	6,09	8,59

Комплекс, свита	Терехтинский интрузивный						
Порода	долерит		лейкодолерит			долерит	
№ пробы	5001-1	970-1	3715	7008-1	2040	5102	3026
SiO ₂	46,9	49	51,9	53,8	54	51,1	47
Al ₂ O ₃	16,1	15,1	16,6	16,1	16	15,9	17
TiO ₂	2,02	1,21	1,07	1,6	1,56	1,01	2,25
Fe ₂ O ₃ _{общ}	11,2	9,28	9,24	9,03	9,46	9,55	
Fe ₂ O ₃	4,94	2,48	2,97		4,29		5,31
FeO	5,59	6,13	5,65		4,66		5,13
MnO	0,19	0,14	0,16	0,14	0,13	0,17	0,17
MgO	7,81	8,11	4,97	4,16	3,96	7,85	6,18
CaO	8,77	5,52	8,37	6,52	6,96	7,69	7,22
Na ₂ O	2,77	2,88	2,28	3,63	4,22	2,33	3,33
K ₂ O	0,66	0,83	0,82	1,78	1,45	1,83	0,43
P ₂ O ₅	0,37	0,19	0,14	0,3	0,31	0,16	0,38
п.п.п.	3,17	7,69	4,58	2,7	2,04	2,4	4,99
Сумма	99,9	99,9	100	99,8	100	99,99	99,39
V	199	182	208	234	213	178	210
Cr	232	340	45,1	42,5	15,1	313	41,5
Co	80,9	58,6	29,9	46,3	47,1	67,4	72,1
Rb	19	25,9	20,7	33,5	43,4	45,7	10
Sr	320	211	354	562	265	195	469
Zr	190	122	106	193	158	110	224
Nb	6,44	6,49	4,83	10,9	9,23	5,27	13,7
Cs	1,72	0,74	0,53	1,62	0,88	0,65	0,51
Ba	156	210	144	461	247	269	181
Y	34,5	24,1	22,4	33,8	26,9	21,7	31,8
La	13,1	13,4	11,4	24,1	17,9	12,8	18,3
Ce	32,8	27,9	23,1	51,5	40,9	28,4	40,8
Pr	4,74	3,8	3,09	6,5	5,4	3,84	5,61
Nd	22,8	15,6	14,8	26,1	23	15,6	24,2
Sm	5,65	3,72	3,28	6,1	5,26	4,22	5,7
Eu	1,72	1,3	1,15	1,46	1,55	1,32	1,82
Gd	5,78	4,1	3,26	6,46	4,96	4,11	6,01
Tb	1	0,74	0,64	1,06	0,85	0,66	0,94
Dy	6,27	4,4	3,97	5,69	4,77	3,88	5,47
Ho	1,18	0,89	0,82	1,1	0,97	0,78	1,15
Er	3,49	2,4	2,36	3,75	2,96	2,35	3,17
Tm	0,48	0,35	0,31	0,45	0,44	0,33	0,47
Yb	2,93	2,07	1,95	3,18	2,29	2,03	3,43
Lu	0,51	0,38	0,32	0,48	0,49	0,29	0,45
Hf	5,05	3,13	2,86	5,3	3,88	2,9	4,76
Ta	0,46	0,52	0,31	0,73	0,77	0,34	1,08
Th	1,43	2,94	2,69	6,86	4,43	3,3	2,13
U	0,6	0,82	0,82	1,85	1,19	0,78	0,74
Ni	180	215	37,3	33	13,8	175	75,7
Li	44,4	76,9	23,5	14,7	18	34,9	53
Sc	37,6	28,9	37,2	26,7	31,6	39	35,2
Pb	<1	<1	9,37	5,86	1,43	7,96	3,09

Физические свойства метаморфических, осадочных, вулканогенно-осадочных пород

№ п/п	Свита, комплекс	Возраст	Породы	Кол-во опред.	Плотность (σ), г/см ³	Магнитная вос- приимчивость (α), 1·10 ⁻⁶ ед. СГС	Остаточная намаг- нитченность (J_n), 1·10 ⁻⁶ ед. СГС
					Средняя	Средняя	Средняя
1	Терехтинский глаукофан-зеленосланцевый комплекс: метапелитовый зеленосланцевый под-комплекс	PR ₂	парасланцы	7	2,66	23	27
			сланцы кварц-хлоритовые	43	2,71	23	2
			известняк	1	2,72	8	1
2	метабазитовый глаукофансланцевый подкомплекс		сланцы по базальтам	73	2,93	1127	5996
			кварциты, кристаллические сланцы	25	2,65	340	1774
			парасланцы	43	2,68	29,4	496
3	Катунская	Є ₂₋₃	терригенные породы	42	2,69	138	20
4	Кудатинская	Є ₂₋₃	терригенные породы	27	2,69	160	159
5	Бирюксинская	O ₁₋₃	терригенные породы	3	2,53	22,66	-
6	Чинетинская	S ₁	известняки, песчаники, сланцы	35	2,61	10	10
7	Тигирекская серия	S ₁	терригенные породы	17	2,67	11	1
			известняки	8	2,68	0,2	0,6
8	Холзунская	D ₁	конгломераты, песчаники, алевролиты	15	2,67	274	162
9	Ергольская	D ₁	песчаники, конгломераты, гравелиты	5	2,66	23	0,9
10	Барагашская	D ₁	терригенные породы	7	2,65	174	44
			известняки	6	2,69	39	4
11	Онгудайская	D ₂	туфы, туфоалевролиты	8	2,71	26	2
			туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники	23	2,61	38	151
12	Куратинская	D ₂	осадочные и вулканогенно-осадочные породы	20	2,64	566	997
13	Туэктинская	D ₂₋₃	алевропелиты, песчаники	18	2,65	14	4
14	Куладинская	D ₃	песчаники, алевролиты	4	2,64	14	0,6
15	Черемшанская	D ₃ -C ₁	терригенные породы	1	2,69	42	-

П р и м е ч а н и я . Использованы материалы [167, 190, 211]. Прочерк – нет данных.

Физические свойства магматических пород

№ п/п	Комплекс, свита	Фаза	Возраст	Породы	Кол-во опред.	Плотность (σ), г/см ³	Магнитная вос- приимчивость (α), 1·10 ⁻⁶ ед. СГС	Остаточная намаг- ниченность (J_n), 1·10 ⁻⁶ ед. СГС
						Средняя	Средняя	Средняя
1	Апогарцбургитовые серпентиниты		V–Є ₁	серпентиниты	4	2,65	26359	-
2	Сугашская		Є ₁₋₂	базальты	40	2,92	75	28
3	Ергольский		D ₁	дациты	5	2,67	240,0	126,6
				андезиты	15	2,76	729,4	6318,7
				базальты	10	2,83	1403,38	2219,1
4	Катандинский	I	D ₁₋₂	габбронориты	6	3,00	42,33	-
				габбро	6	2,93	49	51,33 (3)
				габбродиориты	4	2,88	734	667 (2)
				диориты	6	2,80	33,2	5817 (4)
		II		гранодиориты	16	2,73	496	-
				плагииграниты	4	2,67	-	-
		III		граниты	2	2,59	272,50	58
5	Коргонский		D ₁₋₂	риолиты	22	2,56	53,15	18,05
				дациты	9	2,66	428,1	1259,5
6	Онгудайский		D ₂	андезиты	8	2,73	73	1233
				базальты, андезибазальты, долериты	4	2,72	650	212
7	Куратинский		D ₂	кислые породы	99	2,60	134	565
				андезиты	2	2,68	17	0,9
8	Топольнинский	II	D ₂	гранодиориты	6	2,71	223	140
				диориты	10	2,64	552	6277
				кварцевые диориты	10	2,79	1546	4377
9	Куладинский		D ₃	риолиты	4	2,62	19	1
10	Урсульский		D ₃	долериты, габбродолериты	27	2,82	1803	7346
11	Терехтинский габбро-долеритовый		P ₂ –T ₂	долериты	49	2,87	1538	

Примечания. Использованы материалы [167, 190, 211]. Прочерк – нет данных; в скобках указано количество определений, если оно отличается от количества определений основных характеристик.

Nd-Sr изотопный состав магматических пород листа М-45-XIV

Комплекс	№ пробы, порода	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{T}}$	$\epsilon\text{Nd (T)}$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}}$	$\epsilon\text{Sr (T)}$	Принятый возраст (Т), млн лет
куладинский	4435-1, гранит	0,1349	0,512784	0,512448	5,9	1,8501	0,714562	0,704552	7,1	380
	4435-3, габбродолерит	0,1592	0,512876	0,512480	6,5	0,2908	0,705264	0,703691	-5,1	380
	4435-4, микродиорит	0,1373	0,512761	0,512419	5,3	0,7117	0,709189	0,705338	18,3	380
урсульский	3225, долерит	0,14628	0,512894	0,512535	7,4	0,0379	0,703833	0,703631	-6,1	375
	3240, долерит	0,14422	0,512923	0,512569	8,1	0,2493	0,705544	0,704213	2,2	375
	5311, долерит	0,14764	0,51286	0,512497	6,7	0,0573	0,703449	0,703143	-13,0	375
	2211-4, долерит	0,16366	0,512946	0,512544	7,6	0,3405	0,706112	0,704294	3,3	375
	2222-2, долерит	0,15359	0,512906	0,512529	7,3	0,0139	0,706859	0,706785	38,7	375
терехтинский	970-1, долерит	0,1487	0,512712	0,512469	3,0	0,3358	0,708441	0,707247	43,2	250

Примечание: анализы выполнены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2014–2015 гг.

Средние содержания микроэлементов в породах территории листа М-45-ХIV

Свита, комплекс	Породы	N	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Mo	Ag	Mn	W	Sn	Ba	Ti	Li	Be	Nb	Y	Yb	Zr	P	Sr	Sb	Au	Hg
Осадочные и пирокластические породы																											
терехтинский метабазитовый подкомплекс	известняки	2	17	10	7	9	5	20	55	0,9	0,05	2240	1	1,2	45	1000	9	0,7	7	7	0,5	35	100	210		0,006	0,007
	кварциты	9	47	35	4	37	12	90	25	1,8	0,01	670	0,8	2,5	70	1340	8	0,6	13	8	0,4	45	280	20	0,1	0,014	0,026
	песчаники	6	62	70	5	40	19	50	120	1,1	0,04	795	1,0	1,5	230	3525	9	1	6	15	1,2	60	320	125		0,011	0,004
	зеленые сланцы	47	47	60	9	45	20	95	80	1	0,01	790	0,8	1,8	120	2580	14	0,7	8	10	0,6	50	480	75	0,06	0,012	0,021
	туфы основного состава	2	316	100	5	35	20	55	90	1	0,32	500	1	1,4	300	2000	30	1	10	15	1	60	445	100		0,002	0,017
терехтинский метапелитовый подкомплекс	песчаники, алевропесчаники	6	44	85	13	43	23	105	90	1,1	0,06	840	1	1,1	245	2570	18	0,9	8	11	1	65	440	140		0,009	0,003
	зеленые сланцы	23	42	95	13	50	21	120	105	0,8	0,03	635	0,7	1,6	135	3240	17	0,7	7	10	0,5	65	495	120	0,04	0,007	0,016
сугашская	алевролиты, песчаники, сланцы	22	35	70	8	54	18	120	85	0,7	0,02	560	0,5	1,7	115	2270	12	0,6	10	12	0,9	55	350	20	0,05	0,014	0,018
кудатинская	песчаники, алевролиты	16	34	85	9	34	19	65	95	1	0,04	780	1	0,9	220	2880	16	1,0	7	13	1,2	55	145	420		0,014	0,004
бирюксинская	песчаники, алевролиты	14	40	65	9	51	18	100	110	1,2	0,02	665	0,9	1,1	210	3685	15	0,9	8	13	1	65	540	155	0,5	0,007	0,016
чинетинская	песчаники, алевролиты, сланцы	35	42	80	15	44	16	130	115	0,9	0,1	595	0,7	2	80	2900	16	0,6	8	10	0,4	75	495	60	1,2	0,014	0,128
	известняки	8	23	8	11	1,2	0,7	3	6	0,4	0,01	830			135	260		0,8		6		15		910	0,4	0,011	0,047
тигирекская серия (чагыр- ская, чесноков- ская)	известняки	8	13	6	7	1	0,8	5	7	0,9	0,02	75	0,5		9	65	6	0,6				13	65	520		0,013	0,006
	алевролиты, песчаники	5	38	75	15	42	23	64	130	0,9	0,05	690	0,8	1,4	370	3245	10	1,3	6	7		60	475	290		0,018	0,009
холзунская	конгломерат	1	30	20	3	120	15	600	40	1,5	0,1	1500		2		1000				40	3	50		120		0,05	0,6
ергольская	песчаник	1	50	40	10	30	5	300	50	1,5		600		4		1000			10	10			400		10	0,11	0,3
коргонская	песчаники, гравелиты, алевролит	5	34	39	8	31	13	73	75	1,4	0,02	510	0,8	1,7	170	2930	15	0,8	10	14	0,7	60	360	63		0,024	0,021
	туфы кислого состава	5	26	35	8	28	10	57	20	1,2	0,02	375	0,9	2	225	1685	13	1,4	15	13	0,8	80	225	20		0,023	0,006
барагашская	песчаники	1	30	50	30	40	30	60	150	1,5	0,05	1000	1		400	3000		2				60	500	500		0,011	0,001
онгудайская	туфогравелит, туфоконгломерат	2	20	45	8	17	20	12	70	1,0	0,03	550	1	1,5	210	2450	12	1	10	20	3	60	300	32		0,008	0,003
	туф среднего со- става	1	15	5	20	10	5	15	10	1	0,03	1500			300	400				30	1	60	50	1000		0,022	0,005
	туф кислого со- става	1	30	100	20	30	20	60	40	1,5	0,05	2000	1	2	300	1000	15	1	15	15	1,5	60	500	300		0,002	0,039

Свита, комплекс	Породы	N	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Mo	Ag	Mn	W	Sn	Ba	Ti	Li	Be	Nb	Y	Yb	Zr	P	Sr	Sb	Au	Hg
куратинская	алевролиты, песчаники, аргиллит	7	47	85	8	16	4	40	29	1	0	405	0,7	2	130	2120	13	0,8	19	14	0,8	45	245	40		0,019	0,03
	туфы кислого состава	5	31	50	18	15	5	63	16	2,3	0,12	285		5		1935	15	1,2	24	13		85			2,3	0,036	0,18
туэктинская	алевролиты, песчаники	20	33	95	13	26	11	47	75	1,3	0,02	510	0,8	2	160	2770	19	1,6	13	14	0,7	70	355	70	1,1	0,008	0,07
	туфы кислого состава	5	26	70	12	7	2	45	15	1	0,01	530				1780	8		15	12		110	120		0,4	0,059	0,09
куладинская	алевролиты, песчаники, туфопесчаники	9	27	90	8	14	9	30	52	2	0,01	505	0,8	2	100	2395	12	0,8	12	12	0,5	65	660	50	0,6	0,024	0,025
черемшанская	известняки	1	10	5	3					0,5	0,03	500			500	20						10		2000		0,01	0,005
Магматические породы																											
терехтинский метабазитовый подкомплекс	метабазальты	7	43	80	7	39	31	65	145	1	0,06	845	0,9	1,3	210	3990	12	0,8	6	13	0,8	65	530	100		0,017	0,011
апогарцбургитовые серпентиниты	серпентиниты	34	19	59	2	635	86	750	30	0,6	0,01	985		0,9		290						39	75	19	3	0,01	0,017
сугашский	базальты, долериты	13	70	105	5	106	30	320	165	0,7	0,1	745		2,7		3275	2		2	2		70	500		0,5	0,023	0,15
	андезибазальты, андезиты, метадиорит-порфирит	6	75	85	12	45	15	170	135	0,8	0,13	535		2		2450	3	1	3	8		55	410		0,4	0,03	0,15
	метадациты	3	40	45	4	49	12	120	105	0,5	0,05	495		2,6		2125			10	10		60			0,6	0,026	0,18
ергольский	базальты, андезибазальты, долериты	6	53	115	13	71	25	155	180	0,6	0,01	670		2		3685	15			8		70	700	22	1	0,027	0,05
	андезиты, дациандезиты	16	39	73	9	42	21	70	105	0,9	0,06	610	0,7	1,6	95	2930	16	0,8	8	9	0,5	60	500	40	0,7	0,014	0,014
катандинский	габбро, габбро-норит	27	70	96	7	68	35	109	165	0,8	0,02	832	0,7	1,6	76	3012	14	0,8	7	9	1,4	63	386	1031	0,4	0,009	0,04
	диориты, кварцевые диориты, гранодиориты	41	42	90	11	39	20	64	118	0,8	0,02	623	0,6	1,9	85	3111	13	0,6	7	10	0,5	68	520	29	0,5	0,02	0,045
	граниты, лейкограниты	61	28	40	10	17	8	50	36	1,1	0,01	329	0,7	3	94	1880	11	0,9	15	13	0,5	66	273	27	0,4	0,023	0,039

Окончание прил. 18

Свита, комплекс	Породы	N	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	V	Mo	Ag	Mn	W	Sn	Ba	Ti	Li	Be	Nb	Y	Yb	Zr	P	Sr	Sb	Au	Hg
коргонский	дациты, риолиты, гранит-порфиры, габбродиориты	53	31	43	8	15	7	47	25	1,1	0,02	370	0,7	3	90	1755	11	0,7	13	10	0,4	45	195	19	1,2	0,024	0,042
онгудайский	андезибазальт, андезиты	11	38	100	12	22	12	41	80	1	0,09	455	0,8	2	170	2405	19	0,9	10	14	0,8	70	420	40	1,4	0,007	0,045
	дациандезиты, дацит	3	26	130	14	7	8	30	45	1,1	0,05	495	1,3	4	270	2465	26	2	15	18	1,4	75	310	115		0,005	0,029
куратинский	дациты, риолиты, трахириолиты, гранит-порфиры	84	23	66	11	8	3	42	12	1,9	0,04	330	0,9	4	89	1821	10	0,8	28	14	0,5	85	380	100	1,4	0,04	0,054
топольнинский	диориты, габбро-диорит-порфирит	4	40	90	9	30	17	62	145	0,9	0,01	589		3		4355	12		10	10		85	985	30	1,1	0,034	0,109
	гранит умереннощелочной	1	12	20	15	12	3	100	3	3	0,1	400		10		1200			30	15		150			0,4	0,19	1,4
куладинский	базальты, долериты	6	30	145	7	7	9	30	42	1,3	0,02	860	0,8	6	135	2710	11	2	19	16	1	185	690	90		0,021	0,018
	андезиты, диориты, кварцевые диориты	9	28	135	10	5	4	30	29	2	0,03	580	0,8	8	100	2770	12	2	23	16	1,1	150	610	46		0,017	0,011
	дациты, риодациты, риолиты, трахириолиты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры	92	21	110	14	7	3	41	10	1,9	0,14	405	0,6	9	65	1890	11	2	61	13	2	130	120	20	0,7	0,079	0,071
урсульский	долериты, габбро-долериты, габбро	51	39	110	5	36	29	59	180	1,1	0,01	905		2	80	5120	9		7	9		80	960	40	0,8	0,024	0,033
шибеликский	рибекитовые граниты	9	16	130	16	6	1,5	48	4	1,5	0,04	565		12		2173	13	3,4	140	11		175			0,2	0,204	0,059
терехтинский	долериты, диорит-порфириты, габбродолериты	16	69	95	7	54	23	99	125	0,9	0,01	680		2	80	3240	11		6	9		85	410	27	0,7	0,038	0,054

Примечание: приближенно-количественный спектральный анализ выполнен в лаборатории ОАО «Александровской опытно-методической экспедиции» в 2013–2015 гг. и в Аналитико-технологическом испытательном центре Новосибирской геолого-поисковой экспедиции (ОАО «НГПЭ») в 2011–2013 гг.; атомно-абсорбционный анализ на Sb, Au, Hg выполнен в лаборатории Томского государственного университета в 2013–2015 гг.

N – количество проб; пустые клетки – отсутствуют данные.

Электронное научное издание

**Попова О. М.
Крупчатников В. И.
Пономарев А. Л.
и др.**

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

**Издание второе
Серия Горно-Алтайская
Лист М-45-XIV (Усть-Кокса)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. Л. Машарский*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 85 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru