

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ

Уч. д. [REDACTED]
Экз. № 36

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

Масштаба 1:200 000

Серия Хингано-Бурейнская

Лист М-52-V

Объяснительная записка

Составил *В. И. Макаев*
Редактор *В. К. Путицев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
28 ноября 1974 г., протокол № 27

МОСКВА 1981

ВВЕДЕНИЕ

По административному делению территории листа М-52-V относятся к Мазановскому и Селемджинскому районам Амурской области РСФСР и ограничена координатами $51^{\circ}20' - 52^{\circ}00'$ с. ш. и $130^{\circ} - 131^{\circ}$ в. д. Она расположена в зоне перехода от Амуро-Зейской равнины к хр. Турана.

Отроги хр. Турана захватывают лишь юго-восточную часть территории. Абсолютные высоты составляют здесь 600—700 м (максимальная 796 м). Вершины имеют массивные караваяеобразные формы, часто со скальными выходами пород высотой до 8—10 м. Межгорные седловины характеризуются плавными вогнутыми профилями с крутизной склонов $10^{\circ} - 20^{\circ}$. К западу от хребта располагается ряд изолированных возвышенностей с холмисто-увалистым низкоторным рельефом. Наиболее крупной из них является гряда с максимальной отметкой 668 м (г. Стюг-Дулки), которая начинается от долины Керы и прослеживается на северо-восток до северной границы массива района. Из других возвышенностей выделяются массивы гор Жариковской (494 м), Дубовой (486 м) и Угловой (373 м). Они имеют вид увалов с пологими склонами и выпуклыми водоразделами, местами с глыбовыми развалами и скальными останцами. Подножия гор постепенно переходят в пологоволнистую равнину с уклонами 2—5, почти повсеместно заболоченную.

Более пологими территории листа занимает Амуро-Зейская равнина с крутизной поверхностей $0^{\circ} - 10^{\circ}$. Абсолютные отметки водоразделов здесь не превышают 320 м, а относительные превышения составляют 60—80 м. Рыхлая песчано-глинистый субстрат, плошадная многолетняя мерзлота, значительная переувлажненность равнины способствуют образованию в ее пределах кочкарниковых редколесных марей, глинистых бугров мерзлотного пучения, термокарстовых просадочных западин с озерами и болотами.

Реки района относятся к бассейну Зей. Из них Ульма, Тан-Ксы и Исикан являются частью бассейна Селемджи, а р. Томь впадает непосредственно в р. Зейю. Самая крупная река — Уль-

ма. В горной части территории она имеет порожистое русло шириной до 30 м и глубиной от 0,5—0,7 м на перекатах до 1,5—2,0 м на плесах. Скорость течения достигает 2,0—2,5 м/с (средняя 1,6 м/с). В пределах равнины река отличается спокойным течением (1,0—1,2 м/с), извилистым, меандрирующим руслом шириной до 50—60 м и глубиной до 3 м. Наиболее крупные притоки (реки Керя и Джалинда) имеют аналогичное строение русла, отличаясь лишь меньшей мощностью потока. Река Томь и ее притоки Бол. и Мал. Майкур имеют типичный равнинный характер со спокойным течением (1,0—1,5 м/с), меандрирующим руслом, с кочкарниковыми берегами и широкой заболоченной поймой. Гидрологический режим рек неравномерный. Основной источник питания их — атмосферные осадки; грунтовые и талые воды имеют второстепенное значение.

Климат района резко континентальный. Зимой морозы достигают —40°, а в самом жарком месяце года (июле) температура воздуха поднимается до +30°. Среднегодовая температура воздуха по многолетним наблюдениям метеостанции «Верхняя Томь» составляет —4°. Распределение атмосферных осадков в течение года весьма неравномерное. Максимальное количество выпадает в августе, минимальное — в январе. Зима суровая малоснежная с частыми ветрами преимущественно западных направлений. Низкие температуры воздуха и малая мощность снежного покрова способствуют глубокому промерзанию почвы с образованием многолетней мерзлоты.

Растительный и животный мир типичны для таежных районов умеренного пояса. Залесенность неравномерна. Наибольшую пустоту леса имеют участки горного рельефа и современные поймы в долинах Ульмы, Томи, Керы. Лустые леса произрастают также на участках Амуро-Зейской равнины, сложенных песчано-гравийными отложениями. Более половины территории занимают редколесные мари с осоковым кочкарником и кустарниковой березой.

Постоянно в пределах района проживает только персонал (4—5 чел.) гидрометеостанции «Верхняя Томь», расположенной на левом берегу Томи у южной границы леса. Зимой здесь промысловую охотники из коопзверопромхозов, базируются в пос. Ново-Киевский Увал и дер. Угловая, а в верховьях Мал. Ульмы и Мал. Майкура производится заготовка и вывозка лесной древесины. Лес вывозится автомашинами по лесовозным дорогам в пос. Ново-Киевский Увал и дер. Табурачка Мазановского района. В летнее время основными путями сообщения служат реки Ульма и Томь. Первая свободно доступна моторным лодкам до устья Джалинды, вторая — до метеостанции. Остальная часть территории доступна только гусеничным вездеходам.

Обнаженность района неудовлетворительная. Крайне редкие разрозненные выходы коренных пород встречаются лишь в гор-

ной части территории. Здесь же распространены элювиально-делювиальные осолы. Остальная территория бронирована корами выветривания, в связи с чем геологические исследования требуют значительных объемов горных работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

История исследований района тесно связана с развитием золотодобывающей промышленности в соседних Зее-Селемджинском и Ниманском районах. Еще в начале текущего столетия А. И. Хлалопин пересек хр. Турана по рекам Туону и Ульме, но отчет об этих работах не был написан. Из более поздних источников известно, что в 1909 г. старателем-разведчиком Жариковым по руч. Безымяному, левому притоку Джалинды, была открыта небольшая золотоносная россыль, отрабатанная в начале 30-х годов. Занигтересовавшись ею, Нижне-Селемджинский прииск треста «Амурзолото» в 1936 г. провел поисково-разведочные работы и геологические исследования в м-бе 1:100 000 под руководством Г. Е. Ковриги в бассейнах Керы и Джалинды. В результате этих работ установлено присутствие золота в прилитоковой части аллювиальных отложений Джалинды, а в верховьях Керы и Джалинды выделено поле пематитов шириной до 4 км и протяженность в близмеридиональном направлении до 20 км [20]. В 1951—1954 гг. этим же приском в северо-восточной части рассматриваемой территории проведены поисковые работы на золото, которые привели к открытию новых центров концентрации металла по ручьям Моховому (левый приток р. Тан-Ксы) и Канительному (правый приток Джалинды) и ряда проявлений золотоносности в аллювии верховьев рек Тан-Ксы, Иса, Керя и Ульма [20].

Началом работ, направленных на выяснение геологического строения и металлогении района, явилась геологическая съемка м-ба 1:1 000 000, проведенная в 1953 г. Д. А. Кириковым [18] в бассейне верхнего течения Ульмы. Материалы съемки легли в основу геологической карты м-ба 1:1 000 000 листа М-52 и обзорной [4]. Для рассматриваемой площади эта карта из-за небольшого количества фактического материала крайне схематична. Многие контуры выделенных здесь геологических образований проведены условно.

В 1959—1960 гг. К. А. Казанцевым [17] и В. Ф. Курочкиным [19] в бассейнах Керы и Джалинды проведены поисково-разведочные работы на редкие металлы и рассеянные элементы, в результате которых дана отрицательная оценка поля пематитов, выделенному в 1936 г. Г. Ф. Ковригой, и всей территории бассейнов указанных рек на возможное обнаружение промышленных скопленных бериллия, тантала, ниобия и других редких элементов [19]. В это же время в бассейне Мал. Ульмы

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 65% площади листа. Положение района в пределах восточной окраины Амуро-Зейской впадины предопределило широкое распространение в нем рыхлых отложений палеоген-четвертичного возраста. Более древние образования распространены ограничено. Представлены они раннемигловыми вулканогенными толщами и в различной мере метаморфизованными породами нижнего и верхнего (?) протерозоя.

НИЖНИИ ПРОТЕРОЗОИ

Амурская серия

К нижнему протерозою отнесены глубоко метаморфизованные образования, представленные разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами. По составу они разделены на две толщи, сопоставляемые с туловчихинской и дичунской свитами амурской серии Мал. Хингана. Из-за разобщенности выходов взаимоотношение свит не изучено.

Туловчихинская свита (P₁t₁)

Свита складает относительно крупный (около 70 км²) тектонический блок в бассейне р. Тан-Ксы и многочисленные ксенолиты площадью от первых десятков квадратных метров до 1—2 км² среди раннепротерозойских гнейсовидных гранитов. Разрез ее, наиболее полно изученный с помощью горных выработок в бассейне р. Тан-Ксы, следующий*:

1. Гнейсы биотитовые с редкими прослоями амфиболитов и гнейсов роговообманково-биотитовых	260
2. Гнейсы биотитовые, роговообманково-биотитовые с прослоями амфиболитов и графитосодержащих кварцитов	100
3. Амфиболиты	90
4. Гнейсы биотитовые	120
5. Гнейсы биотитовые с прослоями гнейсов роговообманковых, биотит-роговообманковых и амфиболитов	80
6. Гнейсы биотитовые с пластовыми интрузивными биотитовых гранитов и редкими прослоями амфиболитов	200
7. Амфиболиты с пластовыми интрузивными биотитовых гранитов	140
8. Кварциты графит- и гранатосодержащие	50
9. Гнейсы биотитовые с редкими прослоями гнейсов роговообманковых и амфиболитов	210
Разрывное нарушение	
10. Гнейсы биотитовые с прослоями амфиболитов и редкими пластовыми интрузивными биотитовых гранитов	300

* Здесь и далее разрезы дочетвертичных образований приводятся в стратиграфической последовательности снизу вверх, мощности даются в метрах.

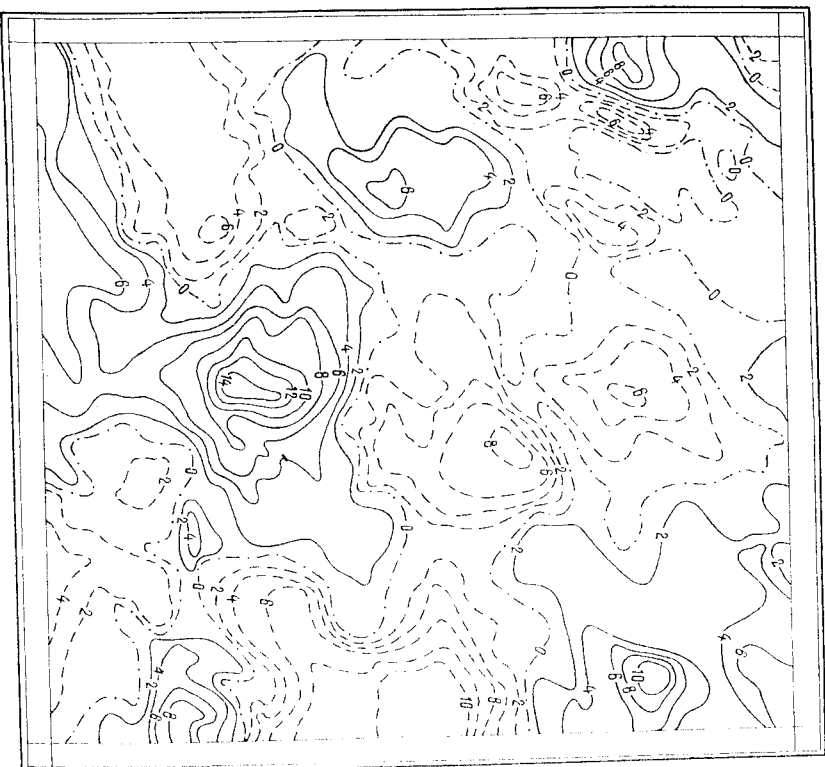


Рис. 2. Карта остаточных аномалий поля силы тяжести
Изономалы даны в условных единицах: 1 — положительны; 2 — отрицательны;
3 — нулевые

Аналитические работы выполнены в Центральной лаборатории Комплексной тематической экспедиции ДВНТУ. Палинологические анализы проведены П. И. Бигюлкой, М. В. Зивой, Л. Л. Казачихиной и И. Б. Мамонтовой, определения абсолютного возраста пород — Т. К. Ковальчук.

Государственная геологическая карта листа М-52-V полностью увязана с геологической картой смежной с востока территории [30].

Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1 января 1974 г.

Разрывные нарушения

11. Гнейсы биотитовые с прослоями роговообманковых, рогово-обманково-биотитовых гнейсов, амфиболитов и графитосодержащих кварцитов	120
12. Переслаивающиеся роговообманковые гнейсы и амфиболиты	70
Мощность разреза 1740 м.	

Как видно из приведенного разреза, для свиты характерен довольно пестрый состав при резком преобладании преимущественно биотитовых гнейсов. В остальных более мелких выходах она представлена биотитовыми гнейсами, среди которых спорадиче-ски встречаются пироксеновые гнейсы и их разновидности, содержащие роговую обманку или биотит и крайне редко биотитовые кристаллические сланцы. В мелких ксенолитах гнейсы и кристаллические сланцы гранитизированы и имеют расплывчатые контакты с прорывающими их гнейсовидными гранитами. Смена пород происходит через зоны интенсивной мигматизации, которая в основном направлена к гранитам. Полная мощность свиты в районе до-стигает 1800 м.

Дичинская свита (РК1d²)

Свита распространена на правобережье Ульмы ниже устья Керы в ксенолитах (1—1,5 км²) среди протерозойских двусло-данных гранитов и в небольших эрозийных «ожках» среди отло-жений Белогорской свиты. Подобные образования встречены также в северо-восточной части территории в бассейне руч. Из-за того в тесной связи с раннепротерозойскими гранитами и вышестоящего в верховьях Исикана в подолше раннемеловых вулканогенных толщ.

Представлена свита амфиболитами, кристаллическими слан-цами и гнейсами, среди которых преобладают преимущественно пи-роксеновые и роговообманковые разновидности. Строение ее изучено частными разрезами, составленными с помощью горных разрабо-ток. В приуроченных частях Керы наблюдаются:

1. Амфиболиты с подчиненными маломощными пачками (первые метры) тонко переслаивающихся роговообманково-биотитовых кристал-лических сланцев и гнейсов	210
2. Гнейсы роговообманковые и пироксен-роговообманковые тонко-полосчатые	30
3. Амфиболиты с подчиненными маломощными прослоями (первые метры) биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, редко рого-вообманковых и пироксеновых гнейсов	230
4. Гнейсы роговообманково-биотитовые с прослоями пироксеновых гнейсов и роговообманковых кристаллических сланцев	80
5. Роговообманковые кристаллические сланцы	60
Мощность разреза 610 м.	

Северо-восточнее, в бассейне руч. Первая Бриканча, вскры-ты:

1. Гнейсы биотит-роговообманковые с подчиненными маломощными прослоями роговообманково-пироксеновых и пироксеновых гнейсов	120
2. Гнейсы пироксеновые с прослоями биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов	110
3. Гнейсы биотит-роговообманковые, переслаивающиеся через 0,3—1 м с маломощными прослоями роговообманково-пироксеновых гней-сов, роговообманково-биотитовых кристаллических сланцев	60
Мощность разреза 290 м.	

Учитывая, что во всех выходах породы залегают монокли-нально с нарашиванием слоев к северо-западу, можно предпо-ложить, что по р. Кере вскрыты нижние, а в бассейне руч. Пер-вая Бриканча—более высокие части видимого разреза свиты. Таким образом, мощность ее по разрезам составляет более 900 м, а полная в районе достигает 1000 м.

По составу метаморфические породы объединяются в четыре основные группы: 1) преимущественно биотитовые гнейсы и кристал-лические сланцы; 2) преимущественно пироксеновые гнейсы; 3) ам-фиболиты, роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы; 4) кварциты.

Биотитовые гнейсы состоят из кварца (25—35%), олигокла-за (20—40%), калиевого полевого шпата (10—40%), биотита (5—15%), в виде примесей постоянно присутствует мусковит (до 2—3%) и реже эпидот (до 2%). В подчиненном количестве среди них встречаются разновидности, не содержащие калиевого по-левого шпата или бедные им (3—5%), отнесенные к плагио-гнейсам. Роговообманково-биотитовые гнейсы отличаются при-сутствием роговой обманки, содержание которой не превышает 5%. Им присуща микропористость, обусловленная чередова-нием полог (2—3 мм) преимущественно биотитовых и преимущественно роговообманковых, отражающая, по-видимому, первичную ми-кропороистость пород. В кристаллических сланцах содержание темновесных минералов достигает 30—35%, а количество квар-ца не превышает 3—5%. Структуры пород лепидогранобласто-вые, нематолепидогранобластовые, текстуры подосчатые.

Преимущественно пироксеновые гнейсы имеют массивное сложе-ние и образуют повышенным содержанием кварца, достигаю-щим 40—50%. Содержание плагиоклаза 30—35%, калиевого по-левого шпата—10—15%, в отдельных случаях до 30%.Mono-клинный пироксен составляет 10—15%. Помимо этого, отмеча-ются единичные зерна роговой обманки. При повышении ее со-держания до 3—5% гнейсы переходят в роговообманково-пирок-сеновые. Последние в виде примесей (до 2%) содержат биотит. В отличие от пород первой группы в пироксеновых гнейсах ос-новность плагиоклаза не опускается ниже андезина начальных номеров. Пироксен представлен диопсидом. Роговая обманка зе-

леная обыкновенная. В незначительном количестве в ассоциации с пироксеном и роговой обманкой наблюдается эпидит.

Амфиболиты — массивные и слоистые породы среднезернистого сложения, состоящие из зеленой роговой обманки (60—70%) и андезина (30—35%). В виде примесей отмечаются бурый биотит (2—3%), кварц (до 2%), редкие зерна калиевого полевого шпата и эпидота. В кристаллических сланцах содержание темноцветных минералов не превышает 20—40%, часто присутствует биотит (5—10%). Роговообманковые гнейсы и их разновидности сложены кварцем (30—40%), плагиоклазом (40—45%), калиевым полевым шпатом (0—15%), роговой обманкой (15%), диопсидом (0—5%) и биотитом (0—10%).

Среди кварцитов различаются гранат- и графитсодержащие разновидности. Содержание граната колеблется от 1 до 5—6%, содержание графита не превышает 2—3%. Кварц составляет 90%. В виде примесей присутствуют биотит, мусковит, реже плагиоклаз.

Структурно-текстурные особенности, процессы ультраметаморфизма и гранитизации, парагенезисы минералов свидетельствуют о том, что породы претерпели равномерно проявленный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Анализ мате-риалов, полученных на исследованной территории и смежных площадях [29, 30], показывает, что они соответствуют наиболее раннему этапу развития Буренского массива и сопоставимы с образованиями амурской серии, для которой на Первом стратиграфическом совещании в г. Хабаровске в 1956 г. [7] был принят раннепротерозойский, а на Втором [8] — среднепротерозойский возраст. Вместе с тем, как это неоднократно отмечалось в литературе [5, 11, 12], эти образования по степени метаморфизма, магматизму и другим особенностям сходны со станновым комплексом, возраст которого в настоящее время датируется верхним археем. Учитывая такую разнозначность взглядов и не располагая прямыми данными, мы разделяем точку зрения большинства геологов ДВГТУ о раннепротерозойском возрасте амурской серии, не исключая возможности более древнего (позднеархейского) ее возраста.

ВЕРХНИИ ПРОТЕРОЗОИ

Туранская серия

Образования, отнесенные к верхнему протерозою, слатают крупный сложно построенный тектонический блок, прослеженный на 35 км от правобережных притоков Керы до верховьев р. Тан-Ксы и далее уходящий за границы района. В пределах блока, в дальнейшем именуемого Сюгдуйкинским, они отделены крутопадающими разломами на западе от образований раннего протерозоя, на востоке — от раннемеловых вулканогенных

толщ, а на юге интрузированы крупным массивом позднепалеозойских гранитов. В центральных частях блока эти образования прорваны многочисленными штокообразными телами гранитоводов раннего и раннего — среднего палеозоя. Более мелкие выходы пород серии установлены в различных по площади ксенолитах среди позднепалеозойских гранитов в бассейне среднего течения Керы, нижнего течения Джалинды и на левобережье Ульмы.

По литологическому составу рассматриваемые образования разделены на три согласно залегающие толщи: нижнюю — амфиболовых сланцев, среднюю — собственно вулканогенную и верхнюю — терригенную.

Толща амфиболовых сланцев (P₃³⁷¹) обнажена на правобережье р. Уч. Сохатиного в тектоническом клине площадью около 70 км² среди верхнепротерозойских образований. Представлена она внешне однообразными темно-зелеными (до черных) плагиоклаз-амфиболовыми и эпидит-альбит-амфиболовыми сланцами, различия между которыми устанавливаются главным образом под микроскопом. Породы мелкозернистые (величина зерен не превышает 0,2 мм) с неметабластовыми структурами. Текстуры их сланцеватые, тонкослоистые, плитчатые. Плагиоклаз-амфиболовые сланцы содержат 15—25% плагиоклаза № 10—15 и свыше 70% обыкновенной зеленой роговой обманки. Характерным внешним признаком их является часто наличие сегрегаций кварца и полевых шпатов в виде последних жилков, прерывистых цепочек либо редких порфиробласт. Альбит-эпидит-амфиболовые сланцы состоят из агрегата тонко переплетенных зерен эпидота, хлорита, актинолита (суммарно 75—90%), скоплений рудного минерала (3%) и альбита (10—20%). В подчиненном количестве среди сланцев отмечаются разновидности, для которых характерен парагенезис бледноокрашенной зеленой роговой обманки и альбита.

С рассмотренными породами тесно ассоциируют выходы габбро и габбро-диабазов, интенсивно измененных наложенными процессами и в ряде случаев не отличимых от сланцев. В связи с этим и неудовлетворительной обнаженностью непосредственные взаимоотношения габброидов и сланцев не наблюдались. Вместе с тем монотонность сланцев и одинаковое с габброидами поведение их в магнитном поле (см. рис. 1) свидетельствуют, видимо, о тесной, генетической связи между ними.

Верхняя граница толщи устанавливается отчетливо по налеганию на ней кислых вулканогенных образований средней толщи. В районе контакта наблюдались тонкое (до 2—5 мм) переслаивание зеленых амфиболовых сланцев и светло-серых сланцев с реликтами псаммитовых структур туфов липаритового состава. Мощность толщи, определенная графическим путем, составляет 300 м.

Толща рассланцованных, серицитизированных липаритов, липарито-дацитов, дацитов, их туфов, порфиритов, туфоконгломератов, пещаников (РРЗ³И²) слагает западную часть Сюгдуйтинского блока в бассейнах ручьев Бадамутного, Отножинды, Сюгдуйки, тектонические клинья на левобережье руч. Сохатиного и небольшой выступ среди рыхлых отложений в бассейне Мал. Ульмы. Почти повсеместно с другими стратифицированными образованиями она граничит по разломам, и лишь на двух участках — в верховьях руч. Сохатиного и на водоразделе ручьев Отножинны и Бадамутного — в горных выработках установлены стратиграфические контакты соответственно с подстилающими зелеными сланцами и рассланцованными пещаниками верхней толщи.

Состав толщи характеризуется резкой фациальной изменчивостью по простиранию. Так, в нижнем течении руч. Бадамутного основу ее составляют туфы. Северо-восточнее, на правобережье руч. Бадамутного, в этой же части разреза резко преобладают липариты и липарито-дациты, а на водоразделе ручьев Бадамутного и Отножинны она имеет пестрый состав и сложена в основном умеренно кислыми и кислыми туфочными породами. В виде прослоев, пачек, линз появляются ипнимбриты липаритов, порфиритовиды, пещаники, туфоконгломераты, туфогравелиты. Липариты и липарито-дациты встречаются в подчиненном количестве. Мощность отдельных пачек и прослоев изменяется от 20 до 200 м. Далее к северо-востоку в разрезе толщи снова преобладают липариты и липарито-дациты, содержащие различные по мощности и не выдержанные по простиранию пачки ипнимбритов липаритов, их туфов и линзы туфоконгломератов. На левобережье руч. Сохатиного толща сложена преимущественно туфами липаритов, а в бассейне Мал. Ульмы — липаритами.

Несмотря на литологическую изменчивость образований толщи, в ее строении в большинстве случаев наблюдается определенная закономерность: в нижней части преобладают туфогенные породы и порфиритовиды, выше по разрезу появляются липариты, липарито-дациты, дациты, ипнимбриты, прослои и линзы конгломератов, а в самых верхах — пещаники.

Наиболее полный разрез толщи получен с помощью горных выработок в бассейнах ручьев Бадамутного и Отножинны и представляется в следующем виде:

1. Грубое переслаивание порфиритовидов и туфов липаритового реке дацитового состава. Мощность прослоев изменяется от 40 до 180 м	610
2. Переслаивающиеся туфы липаритов и дацитов	320
3. Туфы дацитов с линзами и прослоями (20—70 м) туфоконгломератов, туфогравелитов, редко туфопещаников	130
4. Переслаивающиеся через 20—90 м туфы дацитов, туфы ипнимбритов, липариты и ипнимбриты липаритового состава	300

5. Переслаивающиеся липариты и липарито-дациты; редкие подчиненные прослои (до 30 м) и линзы туфов дацитов и туфоконгломератов	330
6. Рассланцованные пещаники	170
7. Переслаивающиеся туфы липаритов и дацитов	220
Мощность разреза 2100 м.	

Заканчивается разрез пачкой рассланцованных кварцевых пещаников видимой мощностью 130 м, которой начинается разрез верхней терригенной толщи. Полная мощность вулканогенной толщи достигает 2200 м.

Все породы в различной мере рассланцованы и метаморфизованы, а в отдельных случаях превращены полностью в сланцы, природа которых устанавливается лишь по реликтам первичных структур, а состав — по характеру наложенных изменений. Липариты переходят в серицит-кварцевые сланцы, в дацитах в основной массе появляются минералы эпидот-цонзитовой группы, хлорит, спорадически кальцит, а порфиритовиды состоят из агрегата мелких зерен эпидота, хлорита, магнетита, альбита и кварца или амфибола, эпидота, хлорита, кальцита и кварца, в котором кое-где наблюдаются мелкие лейсты замещенного плагиоклаза и порфировые его выделения. Обычно более интенсивно изменены туфы, среди которых преобладают нелигтовые и псаммитовые кристаллокластические разновидности. По химизму (табл. I) липариты близки к гранитовым аллитам, интенсивно измененные их разновидности — к грейзенам; дациты соответствуют дациту по Р. Дэлн, а порфиритовиды — базальтам кислого ряда (шопонитам), от которых они отличаются соотношениями щелочей, что, по-видимому, связано с процессами метаморфизма.

Толща рассланцованных, пещаников, филлитизированных алевролитов, слюдисто-кварцевых сланцев (РРЗ³И²) слагает разобщенные участки площадью от 25 до 40 км² и ряд мелких (0,3—0,8 км²) ксенолитов среди раннепалеозойских гранодиоритов в Сюгдуйтинском блоке, а также серию обильных более крупных (от 2 до 70 км²) ксенолитов, частично перекрывающих более мелкими вулканогенными образованиями и неотен-четвертичными рыхлыми отложениями, среди позднепалеозойских гранитов в бассейнах ручьев Предгорного, Дамкунди и в приустьевых частях Джалинды. Состав толщи довольно простой и выдержанный. Наиболее полно она изучена в бассейне руч. Дамкунди, где четко устанавливается трехчленное ее строение, обусловленное чередованием тонко- и грубозернистых пород. Здесь вскрыты:

1. Двуслодно-кварцевые микросланцы с единичными прослоями рассланцованных пещаников средне- и крупнозернистых, существенно кварцевых	900
2. Рассланцованные пещаники средне- и крупнозернистые, правелистые, кварцевые и полевшпатово-кварцевые с редкими прослоями двуслодно-кварцевых микросланцев	650

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ

ГОРНЫХ ПОРОД

Таблица 1

Породы	Место взятия образцов и его номер	Содержание				FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	CO ₂	H ₂ O	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃											
Амфиболитованное габбро (VPR)	Бассейн Исккана, Р-4	50,23	0,59	16,74	4,07	4,47	0,10	8,66	11,52	2,04	0,28	0,06	0,24	0,00	0,61	99,61
Амфиболит (VPR ₁)	Бассейн Исккана, К-1087	48,05	1,60	13,81	5,58	8,31	0,20	8,32	10,21	2,35	0,12	0,11	0,00	0,18	0,67	99,51
Габбро-амфиболит (VPR ₁)	Бассейн Исккана, К-1095-а	46,54	1,28	14,88	2,53	9,19	0,17	8,84	13,46	1,19	0,24	0,08	0,21	0,19	0,81	99,61
Амфиболитованное габбро (VPR ₁)	Бассейн Исккана, К-1097	49,70	0,27	16,23	2,50	3,70	0,10	12,06	12,14	1,30	0,15	0,01	0,42	0,15	0,79	99,52
Тенсовидный плагиогранит (VPR ₁)	Верховье Керы, Рп-4	69,99	0,36	15,71	0,74	1,52	0,04	0,90	2,70	4,66	1,82	0,14	0,02	0,12	0,82	99,54
Биотитовый плейсовидный гранит (VPR ₁)	Междуречье Ульма — Бол. Майкур, 4446	75,70	0,17	13,65	1,04	0,48	0,03	0,48	1,04	2,32	4,35	0,02	0,03	0,00	0,20	99,51
То же	Верховье Бол. Майкура, 5312	74,60	0,22	13,65	1,13	0,62	0,04	0,40	1,05	3,25	4,54	0,03	0,03	0,00	0,29	99,85
”	Левобережье р. Тан-Ксы, К-865-а	73,52	0,26	13,66	0,40	1,25	0,04	0,59	1,57	2,76	5,17	0,06	0,01	0,00	0,55	99,84
”	Низовье Керы, Рп-7	73,22	0,17	14,89	0,35	1,58	0,06	0,47	1,79	3,96	2,67	0,06	0,00	0,00	0,50	99,72
Двуслодной гранит (VPR)	Верховье руч. Баламут-ного, Р-2	76,96	0,17	11,73	0,24	1,11	0,02	0,45	0,55	3,60	4,69	0,03	0,00	0,15	0,32	100,02
Серцитизированный диарит (VPR ₂ Tr ₂)	Междуречье Керя — Тан-Ксы, 1254	70,85	0,72	17,40	1,15	0,34	0,04	0,40	0,40	3,83	3,08	0,15	0,02	0,00	1,15	99,53
То же	Междуречье Керя — Тан-Ксы, 1283	77,62	0,22	12,60	0,72	1,35	0,03	0,69	0,30	1,41	3,25	0,00	0,01	0,00	1,30	99,50
”	Бассейн Керы, 14	67,70	0,53	14,97	0,84	2,46	0,09	1,07	2,76	3,93	3,00	0,12	0,00	1,12	0,95	99,54
Раскладованный диарит (VPR ₂ Tr ₂)	Бассейн Керы, К-248	54,29	1,65	16,92	2,38	6,61	0,13	3,55	4,11	5,00	2,00	0,34	0,01	0,20	2,42	99,61
Порфирит (VPR ₂ Tr ₂)	Водораздел Керы и Джалинды, 253-6	74,37	0,20	13,97	0,65	0,73	0,03	0,56	1,70	4,23	2,98	0,04	0,04	0,00	0,28	99,78
Гранит порфириобластический (VPR ₁)	Междуречье Керя — Джалинда, 750	74,12	0,26	15,30	0,67	0,63	0,04	0,75	1,98	2,70	2,85	0,06	0,01	0,00	0,13	99,50
Гранит крупнозернистый биотитовый (VPR ₁)	Верховье р. Тан-Ксы, Рп-3	66,88	0,79	15,03	0,77	3,27	0,04	1,04	2,07	3,92	4,45	0,21	0,02	0,40	0,61	99,50
Катаклазированный гранит биотитовый (VPR ₁)	Верховье р. Тан-Ксы, Рп-3	76,62	0,41	13,95	0,51	0,48	0,04	0,58	0,96	4,63	4,76	0,10	0,00	0,15	0,36	103,55
Гранит биотитовый (VPR ₁₋₂)	Верховье руч. Баламут-ного, Р-3	76,17	0,34	12,51	1,20	0,71	0,01	0,34	0,24	0,36	7,24	0,04	0,03	0,10	0,30	99,58
Гранит биотитовый (VPR ₁₋₂)	Верховье руч. Согдукли, Р-5	74,06	0,32	12,26	1,09	1,53	0,03	0,37	0,77	4,00	4,30	0,05	0,00	0,35	0,13	99,26
Катаклазированный гранит (VPR ₁₋₂)	Бассейн Керы, Рп-1	73,53	0,27	13,75	0,42	1,10	0,03	0,37	1,33	4,55	4,09	0,04	0,01	0,01	0,21	99,71
Порфириовидный гранит (VPR ₂)	Бассейн Исккана, Рп-6	72,76	0,16	14,09	0,61	0,68	0,02	0,34	0,81	4,22	5,69	0,08	0,02	0,17	0,20	99,85
Лейкогранитовый гранит (VPR ₂)	Бассейн Джалинды, Рп-8	74,93	0,09	13,55	1,02	0,63	0,02	0,30	0,46	3,88	5,05	0,00	0,00	0,00	0,38	100,31
То же	Бассейн Джалинды, Рп-9	75,65	0,13	13,57	0,77	0,63	0,04	0,46	0,61	3,78	4,62	0,02	0,00	0,00	0,22	100,50
Биотитовый гранит (VPR ₂)	Бассейн Керы, Рп-2	69,72	0,29	15,85	1,10	1,34	0,07	0,55	1,86	5,21	3,21	0,12	0,02	0,22	0,39	99,95
Межзернистый гранит (VPR ₂)	Бассейн руч. Сохатиного, Р-6	63,54	0,62	16,06	1,85	8,00	0,05	2,29	4,48	3,73	3,00	0,29	0,00	0,26	0,64	99,81
Грандиорит (VOK ₁)	Бассейн Исккана, Рп-5	58,40	0,97	17,33	4,63	1,65	0,08	3,42	6,43	3,75	1,67	0,31	0,05	0,07	0,72	99,48
Андезит (K ₁ L)																

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Номера образцов	s	a	b	c	Q	a : c
P-4	58,3	4,9	28,0	8,8	-2,4	0,6
K-1087	55,6	5,3	32,6	6,5	-6,0	0,8
K-1095-a	54,4	3,0	34,1	8,5	-5,8	0,4
K-1097	56,2	3,1	31,4	9,3	-2,8	0,3
P _н -4	78,9	12,8	5,1	3,2	29,0	3,9
4446	81,8	10,8	6,2	1,2	40,7	9,0
5312	81,5	13,2	4,1	1,2	35,4	10,7
K-865-a	81,5	13,2	3,4	1,9	34,8	7,1
P _н -7	80,4	12,1	5,4	2,1	34,3	5,8
P-2	83,4	14,0	2,1	0,5	38,3	29,9
1254	76,5	12,2	10,8	0,5	28,3	26,5
1283	81,9	7,2	10,6	0,3	48,9	21,4
14	78,2	13,1	5,3	3,4	26,7	3,9
K-248	65,5	14,4	15,6	4,5	-2,5	3,2
253-6	81,7	13,2	3,1	2,0	35,2	6,6
750	80,4	9,6	7,7	2,3	39,4	4,2
P _н -3	76,8	15,1	5,6	2,5	20,9	6,0
P-1	81,3	15,9	2,1	0,7	30,0	21,5
P-3	82,2	10,7	6,8	0,3	42,9	38,6
P-5	81,6	14,5	3,2	0,7	33,5	21,8
P _н -1	81,0	15,4	2,4	1,2	30,0	12,9
P _н -6	80,4	17,0	2,0	0,6	26,0	26,4
P _н -8	81,4	15,1	3,0	0,5	31,8	28,3
P _н -9	81,6	14,2	3,5	0,7	33,9	20,2
P _н -2	78,2	15,9	3,7	2,2	22,4	7,1
P-6	73,4	12,7	9,4	4,5	16,9	2,8
P _н -5	69,2	11,0	13,3	6,5	10,0	1,7

18

ПО А. Н. ЗАВЯРИЦКОМУ

Продолжение табл. 1

c'	m'	f'	a'	n	t	g
19,0	52,8	28,2	—	91,7	0,9	12,5
17,9	43,0	39,1	—	96,7	2,4	14,6
23,3	44,1	32,6	—	88,3	2,0	6,4
17,2	64,6	18,2	—	92,9	0,4	6,8
—	29,3	40,6	30,1	79,6	0,4	12,2
—	12,5	21,1	66,4	44,8	0,2	13,6
—	15,9	37,4	46,7	52,1	0,2	22,7
—	28,8	45,2	26,0	44,8	0,3	9,9
—	14,1	32,9	53,0	69,3	0,2	5,3
8,0	34,4	57,6	—	53,8	0,2	9,3
—	5,9	11,7	82,4	65,4	0,8	8,6
—	10,2	16,9	72,9	39,7	0,2	5,4
—	34,3	59,5	6,2	66,6	0,6	13,6
4,2	39,8	56,0	—	79,2	2,2	13,5
—	30,0	40,4	29,6	68,3	0,2	17,6
—	15,7	15,0	69,3	59,0	0,3	7,1
—	31,6	68,3	0,1	57,2	0,9	11,8
16,4	42,9	40,7	—	59,6	0,4	19,1
—	8,0	23,8	68,2	6,8	0,2	14,3
7,5	19,1	73,4	—	58,6	0,3	28,4
15,8	25,6	58,6	—	62,8	0,3	14,7
15,4	27,6	57,0	—	53,0	0,2	25,0
—	16,1	47,1	36,8	53,9	0,1	27,6
—	20,8	34,6	44,6	55,4	0,1	17,6
—	24,6	60,2	15,2	71,2	0,3	24,9
10,5	41,5	48,0	—	65,4	0,7	16,9
12,1	44,7	43,2	—	77,3	1,2	30,6

2*

19

3. Переслаивающиеся двуслодно-кварцевые микросланцы и рассланцованные песчаники, существенно кварцевые средне-, крупнозернистые. Единичные маломощные прослойки слюдчатых микрокварцитов Мощность разреза 2400 м. 850

Мощность отдельных прослоев колеблется от 20 до 100 м и более. В ряде мест в горных выработках и даже в отдельных образцах наблюдаются тонкие, от нескольких миллиметров до 2—5 см, переслаивание сланцев и песчаников, что однозначно свидетельствует о происхождении первых за счет метаморфизма более мелкозернистых, чем песчаники, пород, по-видимому, алевролитов.

Подобное строение имеет толща и в Сюгдуйкинском блоке. На водоразделе ручьев Отножинны и Сохатиного в нижних и верхних частях разреза наблюдаются переслаивание рассланцованных песчаников и фидлтизированных алевролитов и резкое преобладание существенно кварцевых песчаников в средних его горизонтах. Лишь в крайней северо-восточной части территории (верховья р. Тан-Ксы) среди терригенных пород в отдельных случаях отмечались кварц-актинолит-эпидитовые и кварц-эпидот-актинолитовые сланцы, представляющие собой, по-видимому, метаморфизованные вулканогенные породы среднего или основного состава. Крайне редко среди песчаников как в Сюгдуйкинском блоке, так и в других частях района распространены кварциты, слатающие маломощные линзы, либо выклинивающиеся по простиранию прослои.

Наряду с отмеченной близостью состава и характера наслоения толщи в различных частях района в Сюгдуйкинском блоке она имеет и свои особенности. Породы здесь более тонко рассланцованы, а на отдельных участках полностью превращены в слюдисто-кварцевые сланцы, первичный состав которых в ряде случаев установить в настоящее время невозможно.

Площадное рассланцевание пород выделенных толщ, различная степень их перекристаллизации (от слабо измененных пород до сланцев, полностью утративших первичные структуры и состав), мелкозернистое строение сланцев и их минеральные парагенезисы свидетельствуют о неравномерном региональном метаморфизме образований, соответствующем зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Помимо этого, под воздействием разновозрастных интрузий они претерпели локальный контактовый метаморфизм. Неудовлетворительная обнаженность района и близость минералообразований различных видов метаморфизма не позволяют на данном этапе изученности достаточно надежно разграничивать последние. Но в ряде случаев наложенное на метаморфизованные породы ороговичивание устанавливается четко по пятнистому распределению новообразованных биотита, реже по появлению типичного контактового минерала — андалузита. Породы в этих случаях приобретают вид пятнистых или узловатых сланцев.

Возрастное положение толщ базруется только на соотношениях с различными гранитоидами. Они прорваны раннепалеозойскими гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а в туфоконгломератах средней толщии содержится галька лейкократовых гранитов, близких к протерозойским двуслодным гранитам. Сходные образования с конгломератами в основании, также прорванные раннепалеозойскими гранитами, по данным Ф. С. Фролова [29], в бассейне Селемджи задегают на метаморфизованных габброидах, тесно ассоциирующихся с аналогами амурской серии нижнего протерозоя. Таким образом, возраст их определяется в широких пределах — от раннего протерозоя до раннего палеозоя. По сути дела, они соответствуют позднетерозойским — раннекембрийским образованиям, известным в различных частях Бурейнского массива, отличаясь от них только значительно большим распространением вулканогенных пород. В то же время выделенная нами верхняя терригенная толща по составу, характеру разреза и степени метаморфизма очень близка к суларинской свите Мельгинского блока [6], что склоняет нас ограничивать их возраст условно поздним протерозоем.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Талданская свита (К₁II)

Свита объединяет эффузивы и туфы среднего состава с пачками осадочных пород, распространение которых контролируется серией региональных нарушений северо-восточного направления. Они обнажаются в бассейне Исикана на площади около 260 км², где слатают часть крупного вулканогенного поля, прослеживающегося к северо-востоку за границы района [29, 30]. В пределах свита в этом поле преобладают покровные ротово-обманковые и пироксеновые андезиты, среди которых наблюдаются не выдержанные по простиранию пачки туфов и лавабрекчий среднего состава. Значительно реже встречаются андезиты-дациты. Почти для всех пород характерны вторичные изменения: пропелитизация, окварцевание, связанные с гидротермальными процессами, наиболее четко проявленные в зонах крупных разрывов, а также на контактах с прорывающимися вулканогенные породы небольшими телами субвулканических диоритовых порфиритов. Контакты свиты с окружающими породами в большинстве случаев тектонические. Наделение ее на эродированную поверхность различных протерозойских и палеозойских пород наблюдается лишь в бассейне р.ч. Извилистого и в верховьях Исикана. Мощность вулканогенных образований, вычисленная

по разности гипсометрических отметок подошвы и кровли порока в истоках Исикана, достигает 260 м.

Разрозненные мелкие (1—2 км²) выходы свиты, ограниченные разрывными нарушениями, закартированы также в бассейнах Керы, Джалинды и в верховьях Бол. Майкура.

В западной части района, в бассейне Мал. Ульмы, аналогичные образования обнажаются в урвезе реки из-под перекрывающей их белогорской свиты. По геофизическим данным, частично подтвержденным колонковым бурением, они складываются из узкий (3—4 км) грабен, усложненный разрывами северо-западного и широтного направления, протягивающийся от р. Мал. Майкур до северного границы листа (см. рис. 1, 2). В отлнчине от бассейна Исикана на этом участке, судя по материалам бурения, в составе свиты резко преобладают туфы андезитов, содержащие на различных горизонтах маломощные (1—10 м) прослоны лавобрекчий андезитов, а в верхних частях покрывающая пачки (до 35 м, скв. 9) перемежающихся аглеролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт скв. 28 на правобережье Ульмы в 3 км севернее границы района [24], где с глубины 20 м под рыхлыми пиллопен-нижнецветергичными отложениями залегают (сверху вниз):

1. Кора выветривания туфов андезитов	22,0
2. Андезиты выветрелые хлоритизированные	1,0
3. Туфы андезитов кристаллокластические гравийные зеленоватосерые	16,2
4. Андезиты вишневого цвета	1,0
5. Туфы андезитов от лапиллиевых до агломератовых	11,6
6. Андезиты темно-коричневые с пятнами темно-вишневого и зеленого цвета	5,8
7. Лавобрекчий андезитов	10,4
8. Туфы андезитов от лапиллиевых до глыбовых с прослоями андезитов и лавобрекчий; окраска пород разнообразная	21,25
Мощность разреза	280,5 м.

Учитывая, что в этом грабене ни одна из скважин не вышла из вулканогенных пород, для них принята ориентировочная мощность 300 м, рассчитанная по геофизическим данным.

В четырех пробах, отобранных в скв. 9 из осадочных пород, залегающих на туфах андезитов, обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, характерный, по мнению П. И. Витюпкой, для растительности вагланжина и готтерив-баррема. Абсолютный возраст андезитов из бассейна Исикана составляет 105—106 млн. лет (см. табл. 3), что соответствует нижнему мелу. Вулканогенные образования среднего состава раннемелового возраста широко распространены по периферии Амуро-Зейской впадины и рядом исследователями сопоставляются с тагдайской свитой [21, 29].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Олигоцен — нижний миоцен

Бузулинская свита (P₃-N¹b₂)

К бузулинской свите отнесены угленосные рыхлые отложения, вскрытые скважинами в бассейне Томи [23]. Залегают они на корах выветривания разновозрастных гранитоидов. Подошва свиты располагается на абсолютных отметках от 80—90 до 230 м, а кровля — от 240 до 180 м, лавно погружаясь в западном направлении к центру Амуро-Зейской впадины. Верхняя граница ее проводится на глубине от 28,5 до 58 м по подошве мощных грубозернистых каолинсодержащих песков, залегающих в основании вышележащей сазанковской свиты. В крайних восточных скважинах (77 и 78) отложения сазанковской свиты отсутствуют, и бузулинская свита перекрывается с разрывом разнозернистыми гравелистыми песками белогорской свиты, мощность которых составляет здесь 9—10 м.

Судя по колонкам скважин (рис. 3), разрез свиты характеризуется ритмичным строением и сложной фациальной изменчивостью в вертикальном и латеральном направлениях. Количество седиментационных ритмов увеличивается от 1 до 4 в направлении с востока на запад вместе с увеличением мощности свиты от 10—12 до 100 м. Мощность ритмов варьирует от 9 до 52 м. Нижняя часть их представлена обычно рудловыми разнозернистыми серыми пологошпатово-кварцевыми песками с различными (5—30%) количеством гравия и мелкой гальки, сменяющимися вверх по разрезу тонкозернистыми поименными (серые, зеленоватые-серые, коричневато-серые глины, алевролиты, мелкозернистые пески) и боготно-старичными (бурые угли, углистые глины) отложениями.

В целом для свиты характерна высокая насыщенность разреза гумусовым веществом и обилие растительного детрита. Бурые угли слоятся пропластки и пласты (от 3 до 7) мощностью от 0,3 до 2,6 м, располагающиеся на различных гипсометрических уровнях даже в близкой находящиеся (5—6 км) скважинах. Угли легкие слабо уплотненные тонкокостистые темно-серого, буровато-коричневого и коричневого цвета. Учитывая сложность литолого-фациального строения свиты, представляется наиболее вероятным линзовидное строение большинства пластов бурых углей, замещающихся в латеральном направлении другими фадами. В плане линзы углей, по-видимому, имеют извилистые очертания, отражающие сложные условия формирования торфяниковых болот в долинах меандрировавших бузулинских рек.

Примерно в 3 км от западной рамки листа (продолжение бурового профиля по р. Томи, скв. 74) в пробе, отобранной из верхней части угленосного разреза, установлен спорово-пыльце-

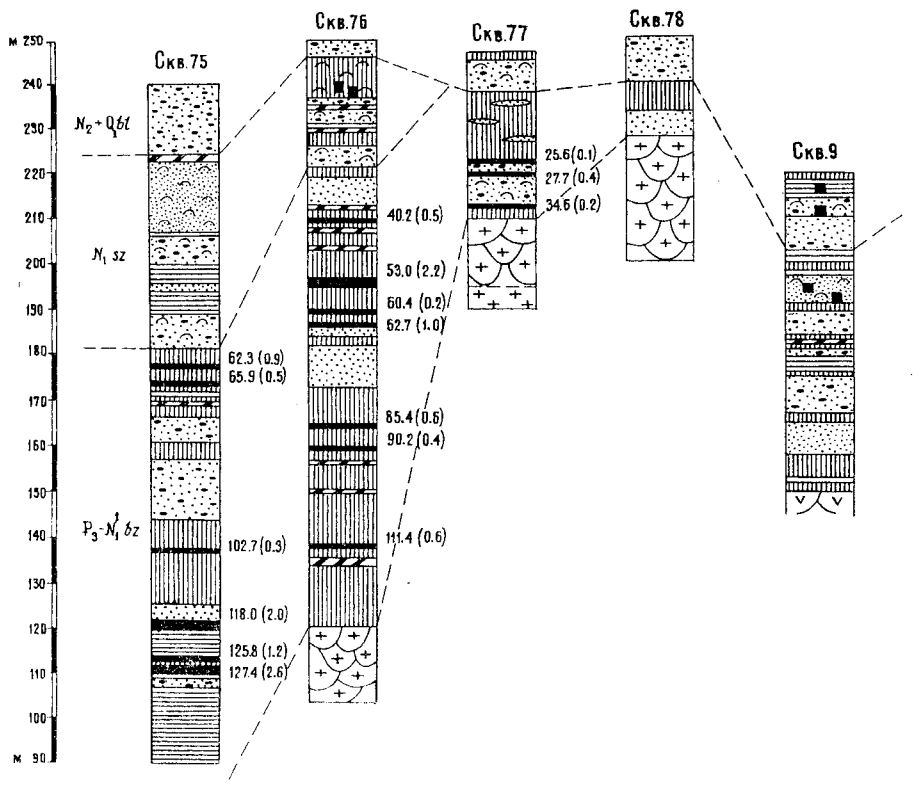
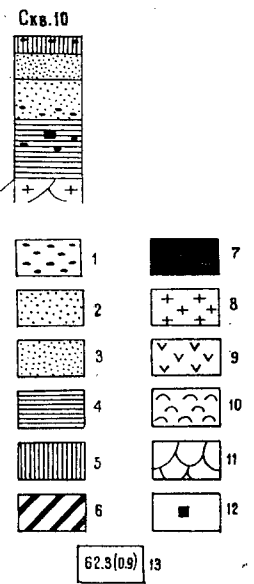


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов бузундлинской, сазанковской и белогорской свит (колонки буровых скважин) Белогорской свиты (колонки буровых скважин)

1 — гравий; 2 — песок; 3 — песок мелкозернистый; 4 — алеврит; 5 — глина; 6 — углистая глина; 7 — бурый уголь; 8 — гравий; 9 — андезит; 10 — каолинизация; 11 — кора выветривания; 12 — место отбора палеонтологической пробы; 13 — глина залегания кровли пласта угля. В скобках — мощность пласта в метрах.

Вой комплекс, характерный, по мнению М. В. Зивы, для растительности миоцена. Нижние горизонты разреза в районе палеонтологически не охарактеризованы. Однако, учитывая специфику литологического состава, эти отложения сопоставлены с бузундлинской свитой, возраст которой в Амуро-Зейской впадине соответствует олигоцену — нижнему миоцену.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

Сазанковская свита (N₁sz)

Миоценовые отложения, сопоставляемые с сазанковской свитой, в пределах листа наблюдались в скважинах на трех разобнесенных участках — в бассейнах Керы, Томи и Мал. Ульмы. В бассейне Керы они установлены под верхнечетвертичными террасовыми отложениями в интервалах глубин от 4 до 16 м. Кровля их находится на абсолютных отметках 230—240 м, подолва не вскрыта. В бассейне Томи, по данным В. И. Малыгина [23], миоценовые отложения залегают на бузундлинской свите и перекрываются белогорской свитой на отметках 224—246 м. Мощность их на этом участке меняется в направлении с востока на запад от 25 до 42 м (см. рис. 3). В бассейне Мал. Ульмы, по данным В. П. Пана [24], аналогичные отложения, перекрытые белогорской свитой, наблюдались в скв. 9 в интервале глубин от 17,8 до 70,0 м. Залегают они на коре выветривания нижнемеловых вулканогенно-триггических образований; абсолютные отметки подошвы составляют 150 м, кровли — 202 м, мощность равна 52 м.

Сложена свита ритмично чередующимися рудовыми и пойменно-озерными отложениями. Пойменные отложения преобладают. Среди них распространены глины, мелкозернистые пески и слабо уплотненные алевриты, в различной степени насыщенные песчаным материалом, иногда гравием. Для них характерна тонкая горизонтальная и линзовидная слоистость. Цвет алевритов преимущественно голубовато- и зеленовато-серый. Глины залегают в разных частях разреза в виде линз и прослоев мощностью от 0,8 до 15 м. Они имеют светло-серую, кремово-серую окраску и состоят из каолинита с незначительной примесью гидрослюда и расплывчатой органики, а по гранулометрическому составу отвечают глинам алевритистым, дисперсным, умеренно пластичным. Мелкозернистые алевритистые пески слагают прослой мощностью от 0,2—0,5 до 15 м, имеют кварц-полевой шпатовый состав, а местами содержат значительную примесь каолинита, обуславливающего светло-серую с белесоватым оттенком окраску пород. Среди песков и глин встречаются углестые глины, слагающие редкие не выдержанные по простиранию прослой мощностью от 0,1 до 1,5 м.

Русловые отложения неравномерно распределены в разрезе. В скважинах они наблюдаются на различных гипсометрических уровнях, что объективно отражает сложную латеральную миграцию русел в условиях погружающейся впадины. Представлены они светло-серыми разномеристыми, преимущественно крупными и среднезернистыми правелитистыми косослоистыми песками с тонкими (1—2 см) линзами мелкозернистых песков и алевроитов. Легкая фракция песков состоит из кварца (65—70%) и полевых шпатов (30—35%). В тяжелой фракции преобладают ильменит, циркон, сфен, гранат. Выход тяжелой фракции на 0,01 м³ составляет около 10 г. Алевролитистая фракция песков представлена каолинитом с незначительной примесью гидрослюда.

В нижнем течении Керы в шести пробах, взятых из рассматриваемых отложений с глубины 4—15 м, установлены спорово-пыльцевые спектры, характерные, по мнению И. Б. Мамоновой, для растительности миоценового возраста. В скв. 76 (см. рис. 3) на глубине 11—12 м М. В. Зивой обнаружен спорово-пыльцевой спектр, сходный со средне-верхнемиоценовыми комплексами из отложений сазанковской свиты пади Абралинка. В двух пробах из скв. 9 на глубине 26 и 29 м установлены два сходных спектра, отражающих, по мнению П. И. Битюлковой, растительность верхнего миоцена. Таким образом, выявленные в различных частях района спорово-пыльцевые спектры близки между собой и характеризуют однообразные миоценовые отложения, соответствующие в Амуро-Зейской впадине сазанковской свите.

Плиоцен и нижнечетвертичные отложения

Белогорская свита (N₂+Q_{1b})

Белогорская свита, венчающая разрез платформенного чехла Амуро-Зейской впадины, занимает около 50% площади района. Она слатает водоразделы и склоны аккумулятивной равнины в западной половине листа и в виде сравнительно узких пологих сохранилась на плоско-волнистых водоразделах в его восточной части. Формирование свиты в зоне сопряжения впадины с Туранским поднятием обусловило весьма неравномерную по площади ее мощность и постепенное выклинивание к предгорьям хребта.

Подолша свиты располагается на абсолютных отметках от 202—205 м в пределах впадины до 320—330 м в предгорьях хр. Турана. Заметное увеличение абсолютных отметок кровли отложений на 10—20 м по отношению к максимальному уровню плиоцен-раннечетвертичного осадконакопления Амуро-Зейской впадины (300—320 м абс.) обусловлено, помимо общего наклона территории к центру впадины, также последогорскими тектоническими поднятиями отдельных блоков зоны сопряжения.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт скв. 10 [24], где на коре выветривания позднепалеозойских гранитов залегают пойменные алевроиты мощностью 12,6 м, содержащие плиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. Выше алевроитов наблюдается седиментационный ритм (19,0 м), сложенный в основании грубозернистыми русловыми осадками, а в верхней части — тонкозернистыми пойменными фациями. Общая мощность вскрытого здесь частного разреза свиты составляет 31,6 м.

В 5 км к северо-западу в скв. 9 [24] установлен постепенный переход между миоценовыми осадками сазанковской свиты и плиоценовыми горизонтами белогорской свиты. Граница между ними проводится на глубине 17,5 м (см. рис. 3) по дожде пласта крупнозернистых гравелистых песков мощностью 11,3 м, содержащих плиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. На песках залегают темно-серые песчанистые алевроиты мощностью 4,2 м, в которых обнаружен спорово-пыльцевой спектр раннечетвертичного возраста.

Кроме этих двух скважин, на всей остальной площади распространения свиты нижняя граница ее или не наблюдалась, или проводится условно по дожде русловых грубозернистых осадков (скв. 75, 76). При отсутствии палинологических данных установление достоверной границы между миоценовыми и плиоценовыми отложениями по литологическим признакам в настоящее время не представляется возможным, поскольку в рассматриваемом районе на границе миоцена и плиоцена не отмечается резко выраженной смены морфотектонических условий формирования озерно-аллювиального комплекса осадков, а смена фациально-географической обстановки (климата, скорости и характера денудационных процессов, растительности и т. п.) приходила весьма постепенно. В то же время литологические различия между сазанковской свитой и верхними, раннечетвертичными, горизонтами белогорской свиты уже весьма существенны, что позволяет хорошо различать их в поле.

В составе рассматриваемых отложений значительно преобладают пойменные фации, представленные алевроитами, мелкозернистыми алевроитистыми песками и глинами. Они слатает преимущественно верхние горизонты свиты и приурочены, как правило, к современным водоразделным пространствам аккумулятивной равнины.

Алевроиты представляют собой зеленовато-серые слабо уплотненные непластичные породы, весьма однообразные по всей площади их распространения. Под воздействием четвертичных накопленных процессов — гидратации и ожелезнения — верхние слои их до глубины 2—3 м повсеместно приобрели бурюю и пятнистую окраску. По данным гранулометрических анализов типичных образцов алевроиты содержат 50—60% алевроитовых, 15—25% глинистых и 15—30% песчаных (0,2—0,5 мм) ча-

сти. Состав алевроитов гидрослюдистый с незначительной примесью каолинита и хлорита.

Мелкозернистые пески внешне похожи на алевроиты. Они содержат 40—60% песчаных частиц (0,1—0,5 мм), до 40% алевроитовых и глинистых частиц и имеют с алевроитами постепенные переходы. Состав их кварц-полевшпатовый с примесью до 5—10% слюды и темноцветных минералов. Как в песках, так и в алевроитах видна тонкая горизонтальная слоистость пойменного глина.

Глины слатают маломощные (1—2 м) различной протяженности линзы. В них наблюдается повышенное в сравнении с алевроитами содержание растительной органики, которая придает породам кремово-серую, иногда темно-серую окраску. Средние встречаются линзы темно-серых углистых глин и порубенных бурых волокнистых торфяников мощностью от 0,5—1,0 см до 1,6 м.

Русловые фации представлены гравийниками, разнозернистыми песками, реже валуно-галечными отложениями. Количество грубообломочного материала постепенно сокращается в направлении на запад, а состав его зависит полностью от размываемых коренных пород. В целом для русловых фаций характерно строение с различным количеством и мощностью ритмов, причем наклон слоистости в ритмах разных гипсометрических уровней направлен в различные стороны, что свидетельствует о неоднократном меандрировании русел рек при общем слабом погружении участков аккумуляции. Сравнительно низкое содержание крупнообломочного материала в составе свиты, за исключением предгорной зоны, говорит о постепенном, неконтрастном сочленении Амуро-Зейской впадины с хр. Турана через довольно широкую (10—30 км) переходную зону с равнинным денудационным рельефом. Легкая фракция песков и гравийников содержит полевые шпаты (до 60%), кварц (30—35%), слюду и обломки пород (до 3—5%). Для тяжелой фракции характерна эпидот-ильменит-амфиболовая ассоциация минералов.

Общая мощность палео-нижнечетвертичных отложений варьирует по площади от 1—2 до 40—60 м. Их максимальная мощность, вероятно, достигает 70—80 м в пределах тех участков впадины, которые испытывали опускание с миоцена до конца раннечетвертичного времени.

Нижняя возрастная граница свиты П. И. Битюцкой и М. В. Зивой на основании анализе двух палинологических проб из кв. 9, 10 (см. рис. 3) датируется плиоценом. В средней ее части (с кв. 9 глубиной 6 м) обнаружен спорово-пыльцевой спектр, отражающий, по мнению П. И. Битюцкой, растительность раннечетвертичного возраста. Верхняя же возрастная граница в значительной мере условна. Обнаруженные в верхних горизонтах свиты споры и пыльца характеризуют, по мнению И. В. Мамонтовой, растительность ранне-среднечетвертичного

возраста, а при отсутствии в спектрах руководящих форм (35 проб из разных мест района) они относятся И. В. Мамонтовой и Л. Л. Казачихиной к четвертичному времени нераздвоенному. Таким образом, вопрос о верхнем возрастном пределе белогорской свиты остается в настоящее время открытым, так как не исключено, что формирование ее завершилось в среднем плейстоцене. К подобному выводу на основании многочисленных палинологических анализов пришел и С. С. Воскресенский [13], изучавший верхние горизонты белогорской свиты в северной части Амуро-Зейской впадины.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Верхнечетвертичные отложения

Нижняя часть (Q_{III}^{11}) представлена аллювием II надпойменной террасы, распространенной в долинах основных водотоков района. В горной части территории терраса имеет коренной покров высотой от 2—3 до 10 м, на котором залегают грубообломочные валуно-галечные отложения мощностью от 1 до 5 м. Окатанность материала 0—III класса, размер галек средний (5—7 см), количество валунов и крупных галек достигает 15—20% общему объему аллювия. Обломочный материал представлен преимущественно разнообразными гранитоидами и жильным кварцем. Среди галечников встречаются маломощные (3—8 см) линзы разнозернистых желтых кварц-полевшпатовых песков и желтовато-серых пестчаных глин. Пойменная фация аллювия практически отсутствует.

В переходной зоне от хр. Турана к Амуро-Зейской впадине в составе аллювия увеличивается роль песков, преимущественно средне-, крупнозернистых. Грубообломочный материал занимает до 50—60% объема отложений и представлен в основном мелкой (2—3 см) галькой гранитоидов. Содержание валунов и крупной гальки не превышает 3—5%. В верхних частях разреза появляются маломощные (0,5—0,8 м) горизонты пойменных фаций, представленные мелкозернистыми слоистыми песками и глинами. Мощность аллювия варьирует от 1—2 до 4—5 м.

В пределах Амуро-Зейской впадины в составе аллювия II надпойменной террасы преобладают разнозернистые буровато-желтые пески с гравием (до 20—25%) и небольшим количеством (3—5%) мелкой гальки. Пойменные фации занимают до 40% объема. Петрографический состав их отражает состав размываемых осадков белогорской свиты. Максимальная мощность отложений не превышает 5—6 м.

Верхняя часть (Q_{III}^{12}) представлена аллювием I надпойменной террасы. По характеру разреза и условиям формирования эти отложения близки к вышеописанным. В горной и предгорной частях территории терраса сложена преимущественно

русловыми грубообломочными фациями с подчиненным содержанием тонкозернистых пойменных осадков. Например, по данным Н. П. Лобанова [20], обобщенный разрез ее в долине р. Тан-Ксы имеет следующее строение:

1. Илы серые неслоистые с депритом	0,5—0,8
2. Пески разнозернистые с мелкой слабо окатанной галькой и дресвой	1,2—2,6
3. Галечники с мелкой и средней галькой, редкими валунами и щебенкой	3,6—5,7
Мощность разреза 5,3—9,1 м.	

В пределах впадины в составе отложений заметно уменьшается (до 5—8%) содержание галечного материала. Основной объем аллювия слагают желтовато-серые разнозернистые гравелистые кварц-полевошпатовые пески и гравийники, обладающие кривой и линзовидной слоистостью. Пойменные фации представлены рыхлыми илами и тонкозернистыми песками, среди которых местами наблюдаются линзы бурых волокнистых торфианов мощностью до 1 м.

В долинах небольших рек и ручьев, берущих начало с плато-ких водоразделов аккумулятивной равнины и размывающихся только отложения белогорской свиты, аллювий I надпойменной террасы имеет незначительную мощность (2—3 м) и представлен обычно разнозернистыми песками и слюдистыми илами.

Верхнечетвертичный возраст аллювиальных отложений I и II надпойменных террас в районе устанавливается на основании их гипсометрического положения между раннечетвертичной, возможно, среднечетвертичной поверхностью белогорской аккумулятивной равнины, в которую они врезаны, и современной поверхности речных пойм. Отобранные многочисленными палинологические пробы оказались либо пустыми, либо засоренными спорами и пылью, переметыми из более древних рыхлых отложений, что не позволяет использовать результаты анализов для обоснования возраста террас.

Современные отложения (Q^{iv})

Отложения представлены образующимися аллювиального и элювиально-делювиального генезиса. Аллювиальные отложения слагают высокую и низкую поймы рек и ручьев. Как и аллювий террас, они существенно разлпчатются по площади в зависимости от геоморфологического положения речных долин.

В горной части территории пойменный аллювий представлен крупногалечным слабо окатанным материалом с большим количеством валунов и полуокатанных глыб иногда до нескольких метров в поперечнике. Песчано-илгистый материал наблюдается в виде маломощных быстро выклинивающихся линз в хвостовых частях узких русловых кос. Мощности отложений не превышает 2—3 м.

В переходной зоне в составе аллювия поймы прослеживаются русловые и пойменные фации, сложенные гравийниками с галькой, разнозернистыми песками и илами. Характерна частая смена фаций по простиранию. В долинах рек Тан-Ксы, Дамкун-ди, р.ч. Извилистого и др., по данным разведочного бурения [20], обобщенный разрез их представляется в следующем виде:

1. Илы серые	1,2—1,8
2. Пески серые мелкозернистые	1,6—2,2
3. Пески крупнозернистые с галькой	2,0—2,4
Мощность разреза 4,8—6,4 м.	

В пределах Амуро-Зейской впадины пойменные отложения крупных рек представлены преимущественно средне-, крупнозернистыми песками с гравием и единичной мелкой галькой. Типичный разрез их изучен в приустьевых частях Керы, где на-блюдается:

1. Пески желтые мелкозернистые глинистые полимиктовые	0,5
2. Гравийники желтые с мелкой галькой (до 15%)	0,5
3. Илы желтовато-серые песчаные слюдистые	0,1
4. Пески желтые мелкозернистые полимиктовые горизонтально-слоистые	0,3
5. Пески средне-, крупнозернистые буровато-желтые полимиктовые кобальтоистые с гравием до 25—30% и единичной мелкой галькой, с линзами (3—8 см) мелкозернистых песков	2,4
Мощность разреза 3,8 м.	

В долинах низкопорядковых водотоков в пределах впадины современный аллювий на 80—90% состоит из слюдистых илов и мелкозернистых песков. Палинологический спектр из отложений поймы характеризуется современной растительностью.

Элювиально-делювиальные образования сплошным чехлом покрывают склоны и водоразделы района. Их строение зависит целиком от состава материнских пород, степени устойчивости последних к выветриванию, а также приуроченности к определенным формам рельефа. Так, на плоских денудационных поверхностях выравнивания элювий представлен песчано-глинистыми образованиями с дресвой кварца и полевых шпатов, переходящими на глубине 1,5—2,0 м в древнюю кору выветривания. В горной части территории, где распространены слабовыветриваемые породы, склоновые образования представлены щебнем, дресвыми породах белогорской свиты повсеместно распространены наложенные покровные образования глинистого состава. Неозлоный имеет бурую патнистую окраску и мощность 2—3 м. Мощности современных элювиально-делювиальных образований колеблется от 0,5—1,5 м на вершинах и склонах возвышенностей до 3—4 м у подножий склонов и на поверхностях выравнивания.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования, представляющие преимущественно гранитоиды, слатяют около 35% площади листа. По характеру взаимоотношений с известными в районе и на смежных площадях стратифицированными отложениями и по другим признакам среди них выделены раннепротерозойские, протерозойские, позднепротерозойские (?), раннепалеозойские, ранне-среднепалеозойские, позднепалеозойские, триасовые и раннемеловые интрузии.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты (vPR₁): *пироксениты, перидотиты* (сРР₁) слатяют массив площадью около 50 км² в бассейне Искана и многочисленны (от нескольких метров до 2—3 км²) ксенолиты среди более поздних гранитов в бассейнах верхнего течения Керы, Джалинды и Ульмы. Они хорошо отражаются на гравитационных и аэромагнитных картах, что позволяет предполагать наличие еще двух массивов под покровом рыхлых отложений в юго-западной части района (см. рис. 1, 2). Установленные выходы спожены преимущественно массивными амфиболитизированными габбро, среди которых отмечаются полочатые разновысотности. Даже в мелких ксенолитах наблюдается чередование мелано-, мезо- и лейкократовых пород. Последние иногда почти полностью лишены темновесных минералов и приближаются к анортозитам. Сравнительно редко среди габбро отмечаются пироксениты.

Подобная дифференциация наиболее четко выражена в крупных ксенолитах габброидов в верховьях руч. Яконди, в районе г. Мивочан и в массиве по р. Искану. В бассейне Искана для интрузии характерна также полочатость, обусловленная чередованием полог мощностью от 2—5 до 25 см среднезернистого и мелкозернистого сложения. Азимут падения полочатости 165—170°, угол 45—55° (внутри массива). Эти наблюдения хорошо увязываются с геофизическими материалами, свидетельствующими о глубинной природе массива и о сужающейся к низу его форме.

Вдоль контакта с раннепротерозойскими гранитами габброиды метаморфизованы и в погосе шириной до 3 км превращены в амфиболиты. Последние на сравнительно узком участке (около 400 м) через габбро-амфиболиты постепенно сменяются массивными амфиболитизированными габбро. Во внутренних частях массива габбро также очень часто вдоль локальных зон метаморфизованы до амфиболитов. Габбро-амфиболиты и амфиболиты повсеместно насыщены различно ориентированными жилами (от миллиметров до 20 см) гнейсовидных мелкозернистых плагиогранитов. Контакты их обычно четкие, реже расплывча-

тые в связи с обогащением плагиогранитов темноцветными минералами. Наряду с этим рассматриваемые породы секутся многочисленными жилами мусковитовых пегматитов с графической, реже крупноблоковой структурой. При этом жилы пегматитов наблюдаются и среди массивных габбро. Количество жильного материала уменьшается в сторону от контакта с гранитами.

Контакт габбро с гнейсовидными гранитами изучен и на правобережье верхнего течения Ульмы. В канаве, пройденной непосредственно на границе массивов, наблюдается жила мощностью 0,2 м, отходящая от гранитов в габбро. В жиле содержится ксенолиты (от 3×5 до 5×10 см) амфиболитизированного габбро. В бассейне Джалинды вблизи выхода амфиболитизированных габбро единичные мелкокрайные обломки их установлены в составе позднепротерозойских рассланцованных песчаников.

Амфиболитизированные габбро обладают бластогаббровыми элементами бластогабброфитовых структуррами и состоят из сортированного лабрадора № 54—60 (10—60%), бледно окрашенной вторичной роговой обманки (15—80%), реликтов моноклинового пироксена (0—15%), биотита (0—5%) и акцессорных минералов (1—3%/о).

Габбро-амфиболиты — обычно гнейсовидные, реже близкие к массивным породы, обладающие неметагенобластовыми с реликтами бластогаббровых и порфиробластических структуррами. В отличие от амфиболитизированных габбро плагиоклаз в них соответствует андезину № 30—35; роговая обманка густо окрашена в количестве до 7—15%, часто локализованный в виде прожилков, пологоск, линзочек.

Амфиболиты — полностью перекристаллизованные породы равномерного мелко-, среднезернистого сложения с параллельными текстурами. Состав их характеризуется переменными соотношениями зеленой роговой обманки (более 50%) и несдвоенного андезина. В виде реликтов в них отмечаются единичные овальные в плане крупные зерна плагиоклаза, нацело замещенные сосюртитом.

Пироксениты — массивные среднезернистые с переходами до крупнозернистых породы черного с коричневатым оттенком цвета, состоящие из моноклинового и ромбического пироксенов, почти нацело замещенных бледно окрашенной (до бесцветной) роговой обманкой. В виде единичных зерен в них отмечается оливин. Среди пироксенитов встречаются внешне похожие на них перидотиты, состоящие из оливина (40—45%), гиперстена (35—40%); минерала группы хромшпинелидов (2—3%), серпентина, хлорита, кальцита и тремолита (суммарно до 10—12%).

По химизму (см. табл. 1) габброиды близки к норитам, отличаясь от них несколько повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и более высоким содержанием фермических со-

ставных частей, что, по-видимому, связано с процессами амфи-болизации.

Раннепротерозойский возраст основных и ультраосновных пород принимается на том основании, что они пространственно связаны с метаморфическими образованиями, сами метаморфизованы в амфиболитовой фации и вместе с метаморфическими толщами мигматизированы раннепротерозойскими гранитами.

Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые гнейсовидные (УР₁) закартированы в различных частях района в пространственной и структурной связи с раннепротерозойскими метаморфическими образованиями. В восточной части площади они прослежены в виде полосы шириной 8—12 км более чем на 35 км от верховий Бол. Майкура до бассейна Керы. Более мелкие выходы их наблюдались в среднем течении Ульмы, в верховьях Мал. Ульмы, в бассейне р. Тан-Ксы и в других местах. Судя по геофизическим материалам, они совместно с метаморфическими образованиями слатают фундамент, на котором сформированы все более поздние структуры района.

В бассейне р. Тан-Ксы гнейсовидные граниты слатают сравнительно небольшие тела и маломощные пластовые залежи среди гнейсов туловчихинской свиты. На остальных участках они резко преобладают над гнейсами и кристаллосланцами и сохранились в виде многочисленных пород и залежей (резервуаров). Контакты гранитов с вмещающими породами и залежами в них реликтами согласные, а ориентировка гнейсовидности в гранитах совпадает с направлением кристаллизации сланцеватости гнейсов. Переходы от гранитов к вмещающим породам происходят через зоны интенсивной мигматизации.

Граниты представляют собой светло-серые, серые или розовато-серые мелкозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие из олигоклаза № 18—28 (35—40%), кварца (30—35%), решетчатого микроклаза (25—30%) и биотита (от 2—3 до 8—10%). На локальных участках, обогащенных реликтами вмещающих пород, они образуют постепенные переходы в плагиограниты и гранодиориты. При этом плагиограниты встречаются преимущественно в бассейне руч. Извилистого вдоль контакта с метаморфизованными габброидами. Темноцветный минерал в них представлен роговой обманкой, содержание которой достигает 10—15%.

В рассматриваемых породах хорошо выражена гнейсовидная тонкопосечатая текстура, обусловленная линейным расположением темноцветных минералов или их неравномерным (последним) распределением. Благодаря этому они внешне хорошо отличаются от гранитоидов иного возраста. Структуры пород гранобластовые, гетеробластовые с элементами пойкилобластовых, редко—близкие к гипидноморфнозернистым гранитовым. По химическому составу гнейсовидные граниты пересыщены кремнеземом, богаты и умеренно богаты щелочами. Плагиограниты

бедны ими (см. табл. 1). Содержание элементов-примесей в породах близко к кларковому для гранитоидов, по А. П. Виноградову.

С гнейсовидными гранитами связаны жилы аплитовидных гранитов и характерных кремво-серых или светло-серых пегматитов (ор_{Р₁}) с графической, реже блоковой структурой. По составу пегматиты микроклиновые с гнездами мелкощупчатого мусковита или мусковита и биотита, содержание которых достигает 5—10%. Мощность жил колеблется от 0,1 до 1,0 м.

Тесная пространственная и структурная связь гранитов с метаморфическими образованиями, расплывчатые контакты, сопровождающиеся ореолами мигматизации, гранобластовые структуры свидетельствуют о том, что формирование их происходило в условиях развития регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в главный этап раннепротерозойской складчатости. Сходные граниты наблюдались в составе галек условно позднепротерозойских конгломератов в верховьях руч. Балдмугтного, а по данным В. Е. Чепыгина [30], в бассейне Туюна.

Диориты, кварцевые диориты розовообманково-биотитовые гнейсовидные (ор_{Р₁}) закартированы на двух локальных участках: в бассейне р. Тан-Ксы, среди гнейсов и кристаллических сланцев туловчихинской свиты, и в районе г. Дубовой — в виде различных по площади (от 2—5 до 100—300, редко 500 м²) ксенолитов в массиве протерозойских двуслодных гранитов. В бассейне р. Тан-Ксы они слатают небольшое (1 км²) пластовое образное тело, сопровождающееся многочисленными последними инъекциями во вмещающие породы. Здесь в правом борту долины реки на интервале около 500 м в разрозненных коренных выходах наблюдается частое чередование диоритов и амфиболитов. Контакты между ними ровные, согласные. Параллельно контактам в диоритах отчетливо проявлена гнейсовидность, обусловленная неравномерным (линзовидно-пятнистым, пологчатым) распределением темноцветных минералов. Направление ее совпадает с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород. Вместе с тем, диориты нередко содержат мелкие (2—4 см) ксенолиты амфиболитов, что свидетельствует о внедрении их в породы, уже претерпевшие складчатость и региональный метаморфизм.

Диориты и кварцевые диориты внешне близки между собой. Это среднезернистые с переходами до крупнозернистых серые и темно-серые породы, обладающие нематолепидиорнобластовой с элементами гипидноморфнозернистой структурой. Диориты состоят из олигоклаза-андезина № 28—35 (50—55%), бурого биотита (20%), зеленой роговой обманки (10—15%) и кварца (2—3%). Акцессории (3—5%) представлены сфеном, рудным минералом, апатитом и цирконом. Кварцевые диориты отличаются лишь более высоким содержанием кварца (до 10—15%) и соответственно пониженным количеством плагиоклаза. В равновес-

ной ассоциации с биотитом и роговой обманкой в породах иногда присутствует эпидот (до 1%).

Возрастное положение диоритов и кварцевых диоритов определяется тем, что они прорывают мигматизированные метаморфические породы и в свою очередь прорваны протерозойскими двуслюдяными гранитами.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты двуслюдяные биотитовые лейкократовые (ГРР) обнаружены в бассейнах ручьев Баламутного, Второй Бриканичи, Пырейского на площади более 240 км². Мелкие выходы их установлены также среди отложений Белогорской свиты в долине Ульмы (ниже устья Керы) и в верховьях правой составляющей Мал. Ульмы. Судя по геофизическим материалам (см. рис. 1, 2), они слгают единый крупный массив, прослеживающийся от верховьев Мал. Ульмы до бассейна р. Тан-Ксы. Контакты массива с окружающими породами тектонические. О вмещающих породах можно судить лишь по многочисленным ксенолитам, закартированным в различных частях массива. Представлены они мигматизированными метаморфическими образованиями и гнейсовидными диоритами.

В составе массива преобладают двуслюдяные граниты, которые подчинены биотитовые разности, связанные с ними по степени взаимопереходами. В целом для гранитов характерно неравномерное распределение темноцветных минералов, в связи с чем наблюдаются переходы от лейкократовых до мелакократовых разностей. Последние распространены ограниченно и встречаются лишь в контактах с ксенолитами вмещающих пород.

Граниты представляют собой среднезернистые гнейсированные, реже близкие к массивным породы светло-серого и розовато-серого цвета. Гнейсовидность их обусловлена наложенными процессами катаклаза и перекристаллизации и внешне выражается в линзовидном расчленении пород и взаимопараллельной ориентировкой слюд. Породы обладают бластогранитовыми, бластокагалактическими с реликтами гипидноморфозернистых или гранитовых структурами и состоят из олигоклаза, стокагалактических структурных микроклина (25—50%), № 13—20 (25—40%), решетчатого микроклина (25—50%), кварца (25—35%), биотита (2—8%), мусковита (0—7%) и акцессорных минералов (1—2%). Наиболее характерный минерал — биотит. У него резко выражен плеохроизм в органических или красно-бурых тонах по Mg, чем расматриваемые породы заметно отличаются от других гранитов района. По химизму они пересыщены кремнеземом и умеренно богаты щелочами (см. табл. 1). Среди элементов-примесей в сравнении с гранитами иного возраста они содержат до 0,05% лития.

С двуслюдяными гранитами связаны редкие жилы ангитов, мусковитовых и гранат-мусковитовых пегматитов (рРР). Пегматиты по составу микроклинитовые. Структуры их крупнозернистые и блоковые. Мусковит мелкопластинчатый, чешуйчатый давленый. Содержание его колеблется от редких зерен до 15%. По характерному голубовато-серому цвету микроклина эти породы внешне резко отличаются от аналогичных образований других интрузивных комплексов района.

Рассмотренные граниты прорывают мигматизированные раннепротерозойские метаморфические образования и гнейсовидные кварцевые диориты, а многочисленная галька подобных им пород установлена в верховьях руч. Баламутного в условно позднепротерозойских туфоконгломератах. Таким образом, возраст их может быть определен только в широких пределах, не точнее как протерозойский. Сходные двуслюдяные и лейкократовые граниты распространены и к востоку от изученной территории в бассейнах Тююна, Вол. Амки и др., где, по данным В. Е. Чеплыгина [30], они имеют аналогичное структурное и возрастное положение.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (?)

Габбро, габбро-диабазы (ГРР?) слгают два пространственно близких массива площадью 5 и 10 км² в бассейне руч. Сохатиного и небольшие (суммарно 1 км²) выходы в среднем течении Керы. Все тела их структурно дроблены и поlose распространения позднепротерозойских образований и обнаруживаются наиболее тесную связь с существенно амфиболовыми сланцами нижней толши. С другими разновозрастными породами района они или пространственно разобщены, или граничат по разрывным нарушениям. И лишь в бассейне Керы они прорваны позднепалеозойскими гранитами, которые в зоне эндоконтакта обогащены темноцветными минералами и содержат мелкие ксенолиты габброидов. От раннепротерозойских основных пород они резко отличаются глубиной формирования, что находит отражение в особенностях их состава, структурно-текстурных характеристиках, поведении в гравитационном и магнитном полях и т. п.

Для массивов характерно слабо выраженное неоднородное строение, обусловленное чередованием на локальных участках габбро и габбро-диабазов. Последние образуют нечеткие полосы, линзы; обычно подвержены интенсивным вторичным изменениям, а в отдельных случаях полностью превращены в сланцы, не отличимые от вмещающих их пород. Габбро представляют собой монотонные темно-зеленые (до черных) средне- и мелкозернистые породы. Состав их меланократовый: зеленая роговая обманка (55—75%), соссоритизированный плагиоклаз (20—40%), акцессорные минералы (3—8%). Последние распределе-

ны неравномерно. В одних разнородностях резко преобладает сфен (до 5—7%), а в других — магнетит (до 5%). Им подчинены титаноманетит и апатит. Структуры пород аллотропоморфнозернистые, но иногда роговая обманка четко идиоморфна.

Габбро-диабазы характеризуются несколькими пониженными (до 45—50%) содержанием темноцветных минералов и более интенсивными вторичными изменениями. Роговая обманка в них полностью замещена волокнистым актинолитом. В светлой части породы выявляются кварц (до 5—10%) и калиевый полевой шпат, нередко образующие графические сростания. Развиваются они совместно с другими вторичными минералами (эпидот, хлорит, альбит), корродирующими плагиоклаз. Реликтовые зерна последнего имеют резко удлиненную ($1,6 \times 0,3$ мм) форму, что предопределяет первичную структуру породы близкую к офитовой.

Возрастное положение рассматриваемых пород определяется тесной связью их с условно позднепротерозойскими образованиями. По своему структурному положению и составу они близки к карагайскому комплексу основных пород габбро-диабазовой формации, распространяемых в южных частях Бурейского массива в бассейне Гонтора, Обдергана, Тырмы и других местах [26].

РАНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты порфиробластические (урЗ1); гранодиориты (ур8), кварцевые диориты (8) катаказированные слатают части массивов, уходящих за пределы района в бассейнах Керы, Исикана, Тан-Ксы и небольшие тела (от 5 до 40 км²) в верховьях ручья Извиллистою, Баламутного, р. Сюгдудлики. Для всех пород характерен широкий площадной катаклаз, нередко бластез, а также кремне-кальцевый метасоматоз. Интрузии характеризуются невыдержанным составом. Исключением составляет массив бассейна Керы, где распространены только порфиробластические граниты. Граниты преобладают также в верховьях р. Тан-Ксы. Но здесь совместно с ними наблюдаются и гранодиориты. В массиве по руч. Извиллистою обнажены гранодиориты, связанные постепенными переходами, с одной стороны, к кварцевым диоритам, а с другой, — к гранитам. Последние встречаются редко. Мелкие тела в верховьях ручья Баламутного и Сюгдудлики сложены преимущественно кварцевыми диоритами, переходящими на отдельных участках в гранодиориты. Вмещающие породы представляются образованиями нижнего и верхнего протерозоя. Граниты в бассейне Керы содержат ксенолиты гнейсов и гнейсовидных гранитов и, в свою очередь, прованы позднепалеозойскими гранитами главной фазы. Непосредственный контакт их наблюдается в крупных (до 1 м) элювиально-делювиальных глыбах. Позднепалеозойские граниты на контакте

приобретают лейкократовый облик и отчетливо срезают сланцеватость порфиробластических гранитов. На правобережье р. Тан-Ксы рассматриваемые граниты прованы ранне-среднепалеозойскими гранитами. В бассейне руч. Извиллистою гранодиориты прорывают и ороговиковывают верхнепротерозойские рассланцованные песчаники и в свою очередь прованы ранне-среднепалеозойскими гранитами. Последние образуют различные по мощности жилы в гранодиоритах и в зоне контакта обогашены темноцветными минералами.

Порфиробластические граниты — светло-серые средние и крупнозернистые породы, в различной мере рассланцованные. Характерный облик их создается крупными (от 1—2 до 5 см) выделениями розового или светло-серого микроклина. Структуры пород катакластические, бластокатакластические, гранобластовые, обычно с реликтами гнидиноморфнозернистой; минеральный состав следующий: олигоклаз-андезин № 25—30 (25—40%), кварц (30—35%), решетчатый микроклин (20—25%), биотит (3—10%), акцессорные минералы (единичные зерна). С учетом крупных порфиробластов содержание микроклина достигает 30—35%.

Гранодиориты и кварцевые диориты внешне отличаются от гранитов более темной (серой) окраской и отсутствием крупных выделений микроклина. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (50—60%), кварца (15—20%), микроклина (10—20%) и биотита (10—15%). Микроклин обладает пертитовым строением и нередко содержит многочисленные корродированные включения плагиоклаза и кварца. В кварцевых диоритах содержание темноцветных минералов увеличивается до 25—30%, в том числе выявляется роговая обманка (5—10%) и уменьшается количество кварца (до 10—12%). Помимо этого, в гранитоидах увеличивается количество (до 2—3%) и разнообразие акцессорных минералов (табл. 2). По химическому составу (см. табл. 1) порфиробластические граниты и гранодиориты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом и умеренно богатым щелочами. По сравнению со средними типами пород, по Р. Дэли, граниты наиболее близки к докембрийскому граниту, а гранодиориты приближаются к щелочноземельным гранитам. Содержание элементов-примесей в породах близко к кварковым содержаниям для гранитоидов, по А. П. Виноградову.

С гранитоидами связаны редкие маломощные (0,1—0,5 м) жилы аплитов и перматитов (рЗ1), наибольшее количество которых приурочено к порфиробластическим гранитам. Перматиты блоковые розовато-серые. Состоят они из микроклина и кварца с редкими листочками мусковита и биотита.

Возрастное положение интрузий определяется тем, что гранодиориты и кварцевые диориты прорывают условно верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования и в свою очередь прованы ранне-среднепалеозойскими гранитами с абсо-

АКСЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

ГОРНЫХ ПОРОД

Таблица 2

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Циркон	+	13,1	6,2	5,4	42,0	7,4	3,7	0,6	1,3	7,4	7,0	1,0	2,6	26,0
Бурый циркон	—	0,08	+	+	0,1	+	8,1	+	0,14	0,07	0,39	—	—	—
Моноцит	+	0,16	11,6	0,18	—	—	2,6	0,13	24,8	2,4	15,0	22,8	3,5	4,2
Орпиг	+	+	—	—	2,2	—	0,32	0,32	+	—	—	—	4,2	—
Ксенотим	—	26,2	7,5	0,08	6,0	+	0,02	+	1,2	—	—	0,04	11,2	53,0
Апатит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фергусонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	60,0	—	+	0,7	61,5	—	7,0	—	97,0	167	169	69,6	78,0	18,6
Лейкоксен	—	—	—	—	0,5	—	—	1,8	—	—	—	+	+	—
Сфен	—	7,1	+	0,1	15,7	11,0	—	0,02	—	—	—	0,002	1,1	2,6
Анагез	—	—	—	0,02	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+
Рутил	—	0,08	—	0,02	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	+
Титаномалнетит	—	302	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Малнетит	29,7	504	12,2	15,0	—	378	—	79	607	1120	985	472	970	3994
Турмалин	—	—	—	—	+	32,5	—	—	—	—	—	—	—	+
Шеллит	—	—	—	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	+	+
Гранат	—	—	42,5	0,03	+	+	0,16	0,53	—	36,3	+	—	+	+
Шпинель	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	0,01	+	+	3,4	+	—	—	—	—	—	—
Пирит	+	+	+	—	+	+	0,02	+	0,01	+	+	0,01	+	0,53
Арсенопирит	—	—	—	—	+	+	0,16	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	—	—	—	+	+	+	—	+	—	—	—	—	+	+
Антимонит	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	3,3	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Номера проб	P-4	Pп-4	Pп-7	P-2	Pп-3	P-1	P-3	P-5	Pп-1	Pп-8	Pп-9	Pп-6	Pп-2	P-6
Вес проб, кг	11,5	21,5	12,3	10,0	13,2	11,8	10,8	5,3	16,9	13,2	12,8	17,7	11,0	9,0
Выход тяжелой фракции, г/т	94,0	853,1	80,0	22,4	141,0	433,0	26,6	88,4	731,5	1369,6	1177,6	566,8	1072,2	4108,4

Примечания. Минус — указывает количество зерен. 1—10. 1 — амфиболизированное габро (УРР); 2 — гипсовидный плаггиоидный литарит (РР₂); 5 — катаклазировавшийся гранодиорит (УР₂); 8 — катаклазировавшийся гранит (УР₂); 9 — порфиroidный гранит (УР₂); 12 — лейкократовый гранит (УР₂); 13 — мел

диорит — более 10; диффузно обозначают весовые количества, г/т. Органит (УРР); 3 — двуслойный гранит (ПРР); 4 — серицитизированный гранит (УР₂); 6 — гранит биотитовый (УР₂); 7 — гранит биотитовый (УР₂); 10 — лейкократовый гранит (УР₂); 11 — биотитовосерпентинитовый гранит (УР₂); 14 — гранодиорит (УР₂).

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

Анализируемая порода или минерал	Место взятия образца и его номер	Возраст, млн. лет	K, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁹ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$
Амфиболизированное габбро (νPR_1)	Бассейн Исикана, P-4	228	0,23	3,75	0,0134
Гнейсовидный плагиогранит (γPR_1)	Верховье Керы, Pп-4	277	1,63	33,3	0,0167
Двуслюдяной гранит (ГРР)	Низовье Керы, Pп-7	105 92	2,84	20,6 18,0	0,006 0,0052
Серицитизированный липарит ($PR_3^2 tr_2$)	Верховье руч. Сюгдулки, 1282-1	157	3,32	36,8	0,00908
То же	Верховье руч. Баламутного, P-2	98 104	3,65	25,1 26,4	0,00564 0,0059
Катаклазированный гранодиорит ($\gamma \delta PZ_1$)	Верховье р. Тан-Ксы, Pп-3	123	3,67	31,8	0,0071
Гранит биотитовый ($\gamma_1 PZ_{1-2}$)	Верховье р. Тан-Ксы, P-1	136	4,07	38,9	0,00783
Биотит ($\gamma_1 PZ_{1-2}$)	То же	406*	5,46	167,5	0,0252
Гранит биотитовый ($\gamma_1 PZ_{1-2}$)	Верховье руч. Баламутного, P-3	118	3,96	32,6	0,00675
Катаклазированный гранит ($\gamma_1 PZ_{1-2}$)	Верховье руч. Сюгдулки, P-5	138 151	5,09	48,2 53,4	0,008 0,00856
Биотит ($\gamma_1 PZ_3$)	Бассейн Керы, Pп-1	356*	7,04	187,0	0,0218
Порфиroidный гранит ($\gamma_1 PZ_3$)	То же	113	3,31	25,4	0,0063
Лейкократовый гранит ($\gamma_1 PZ_3$)	Бассейн Исикана, Pп-6	81 76	4,42	24,5 23,1	0,00457 0,0043
То же	Бассейн Джалинды, Pп-8	88	3,35	20,4	0,005
Биотитовый гранит ($\gamma_1 PZ_3$)	Бассейн Джалинды, Pп-9	79 77	4,02	22,3 21,5	0,0045 0,00438
Мелкозернистый гранит ($\gamma_2 PZ_3$)	Бассейн Керы, Pп-2	99 84	2,66	17,9 15,35	0,00554 0,00475
Андезит ($K_1 H$)	Бассейн Исикана, Pп-5	105 106	1,63	11,9 12,2	0,006 0,0061
Гранодиорит ($\gamma \delta K_1$)	Бассейн руч. Сохатиного, P-6	118	2,44	20,1	0,00675

* Анализы не контролировались из-за малого количества монофракции.

лютым возрастом 406 млн. лет (табл. 3). По структурному положению и составу они сопоставляются с широко распространенными на Бураинском массиве раннепалеозойскими гранитоидами кивилийского и биробиджанского комплексов.

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты биотитовые двуслюдяные лейкократовые ($\gamma_1 PZ_{1-2}$) слатают несколько разобщенных массивов площадью от 1 до 36 км² в бассейнах рек Тан-Ксы и Истикана, контролирующих серию крупных догложивших разломов северо-восточного направления. Вмещающие вулканогенно-осадочные образования позднего протерозоя вблизи интрузий ороговикованы, а на самих контактах превращены в биотит-кварцевые роговики. По внешнему облику граниты довольно хорошо отпочауются от других интрузивных пород района. Это светло-серые или розоватого серые с кремовым оттенком неравномернозернистые породы средне- и мелкозернистого строения. Для них характерны дейкократовый состав, в различной степени проявленные площадных катаклиз и рассланцевание, наличие микрографических структур и спорадическое присутствие турмалина, образующего иногда небольшие скопления, видимые микроскопически. Последний присутствует в качестве акцессорного минерала. Состав пород из микроклина (50—60%), кварца (30—35%), плагиоклаза (5—15%), биотита (от 1—3 до 5—8%) и мусковита (1—2%). Микроклин решетчатый, обладает перитовым строением, образуя широкие зерна размером до 3—4 мм, часто наполненные включениями плагиоклаза и кварца, что обличает породы с раннепалеозойскими гранитоидами. Плагиоклаз по основности колеблется от олигоклаза-альбита № 11—13 до олигоклаза № 22—24. Набор акцессорных минералов (1—2%) также близок к раннепалеозойским гранитоидам (см. табл. 2). Структуры гранитов катаклизические, блоктокатаклизические, участками до гранобластовых, обычно с реликтами гранитовой или гранитовые с элементами микрографической. По химическому составу граниты относятся к пересыщенным кремнекислотой, богатым и пересыщенным щелочами породам апатитового и щелочноземельного типов (см. табл. 1). Спектральный анализ сколков показал, что по сравнению с гранитами иного возраста среди элементов-примесей они чаще содержат олово, характеризуются повышенными содержаниями бериллия, иттрия и ниобия.

Нижняя возрастная граница пород определяется тем, что они имеют активные контакты с гранитоидами раннего палеозоя, верхняя намечается только косвенно на основании того, что они несравненно сильнее изменены (в одной и той же структурной зоне), чем позднепалеозойские интрузивные образования района. Абсолютный возраст их (см. табл. 3) равен 406 млн.

лет, что соответствует границе силура и девона. По своему структурному положению, составу и другим признакам они близки к ранне-среднепалеозойским гранитам, широко распространенным на Бураинском массиве. В силу этого для них признается ранне-среднепалеозойский возраст. Однако во многих чертах они близки и к раннепалеозойским гранитоидам, в связи с чем не исключен их более древний возраст.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепалеозойский магматизм проявлен в районе наиболее широко. С ним связано формирование гранитоидов двух интрузивных фаз.

Граниты биотитовые крупно- и среднезернистые порфировидные ($\gamma_2 PZ_3$) закартированы в центральной и юго-восточной частях территории листа, где они слатают западную крайнюю часть ромбического массива, приуроченного к осевой части хр. Турана и расположенного к востоку [30] и юго-востоку [6] от изученной территории. Выходы их также обнажаются из-под чехла рыхлых отложений Амуро-Зейской впадины в бассейнах р. Мал. Ульмы и руч. Первый Бриканчи. Судя по геофизическим материалам (см. рис. 1), они слатают здесь трещинные тела, уходящие к юго-западу и северо-востоку за пределы района. Вмещающими для них породами являются нижне- и верхнетерозойские метаморфические и вулканогенно-осадочные образования, а также разновозрастные интрузии преимущественно гранитоидного состава. Контакты гранитов с вмещающими образованиями четкие извилистые в плане. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы на контактах ороговикованы, а нередко превращены в биотит-кварцевые роговики. Активные контакты гранитов наблюдались в различных частях района с раннетерозойскими гнейсами, габброидами, гнейсовидными гранитами, позднетерозойскими песчаниками и раннепалеозойскими порфириобластическими гранитами. В свою очередь, они прорваны гранитами последующей фазы и триасовыми лейкократовыми гранитами.

Основная роль в строении массивов принадлежит биотитовым крупно- и среднезернистым гранитам. Это розовато-серые неравномернозернистые породы, часто с характерной порфирированной структурой, обусловленной выделением различно ориентированных крупных (до 1—2 см) идиоморфных кристаллов бледно-розового микроклина и сростков до 1 см в поперечнике светло-серого кварца. Составляют они из микроклин-пертита (35—45%), кварца (30—35%), олигоклаза № 23—27 (25—30%) и бурого биотита (от 1—3 до 6—7%). Содержание акцессорных минералов в гранитах намного выше, чем в более древних гранитоидах района. По данным минералогического анализа четырех проб, оно колеблется от 567 до 1370 г/т (см. табл. 2). Нан-

более характерные среди них (в отличие от древних комплексов) монацит и ильменит. Структуры пород гранитовые, текстуры массивные.

Биотитовые граниты имеют постепенные переходы к лейкократовым разновидностям. Последние содержат не более 1—2% биотита, повышенные количества (до 55—60%) микроклина и соответственно пониженные — плагиоклаза (15—20%). Плагиоклаз по основности отвечает олигоклазу № 18—20. Эти породы образуют широкобразные обособления средн биотитовых гранитов, а нередко слагают значительные по площади (до 20 км²) участки в различных частях массивов. В целом они преобладают в истоках Исикана, на правобережье Ульмы в районе руч. Желобова и в бассейне руч. Прав. Майкура. В ряде случаев лейкократовые разновидности гранитов сопровождают контакт рассматриваемых пород с раннепротерозойскими гранитами, прослеживаясь вдоль него в пологом 100—300 м (по деловию), что наиболее четко выражено в юго-восточной части территории (бассейны ручьев Лев. Майкура, Хромого, Утакана).

Исключительно редко, только вблизи контактов с породами основного состава, граниты приобретают меланократовый облик, сменяясь постепенно гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Такие породы выделены на карте как фация в бассейне Керы, а в некоторых местах не показаны ввиду ограниченного (десятки метров) распространения. Возникновение их обусловлено процессами асимплиции. Гранодиориты состоят из платноклаза (50—60%), кварца (15—20%), микроклина (10—20%) и биотита (10—12%). В кварцевых диоритах увеличивается содержание темновесных минералов до 30—35%, в том числе по-является роговая обманка (10—15%) и уменьшается до 12—15% количество кварца.

По химическому составу (см. табл. 1) биотитовые граниты относятся к комплексу пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами пород. Лейкократовые их разновидности пересыщены щелочами. По сравнению со средними типами пород, по Р. Дэгли, они занимают промежуточное положение между гранитами всех периодов и гранитовыми аллитами.

Жилые дериваты гранитов представлены аллитами и перматитами (P₁PZ₃). Перматиты образуют слабо дифференцированные жилы с четкими контактами, а также линзовидные и шпировые выделения среди гранитов и имеют блоковое строение. Мощность жил колеблется от 0,2 до 1,5 м; протяженность не превышает первые десятки метров. Сложены перматиты роговым микроклином (до 90%), кварцем (10—15%), биотитом, реже биотитом и мусковитом (0—6%). По трещинкам в них отщелачивается незначительная альбитизация и окварцевание.

Возрастное положение гранитов определяется тем, что они прорывают раннепалеозойские порфиробластические граниты и

сами прорваны триасовыми лейкократовыми гранитами. Подобные граниты слагают крупные тела в различных частях Буренского массива и выделяются в качестве главной фазы позднепалеозойского тырмо-буренского комплекса. Вместе с тем, следует отметить, что возраст тырмо-буренского комплекса спорный, поскольку он базируется главным образом на радиологических данных, отражающих, по мнению некоторых исследователей [10], не время становления интрузий, а более поздние наложенные процессы. Абсолютный возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 356 млн. лет (см. табл. 3), что соответствует границе девона и карбона и подтверждает точку зрения об их среднепалеозойском возрасте. Однако, поскольку это определение не контролировалось, мы оставляем за крупнозернистыми гранитами их «традиционный» позднепалеозойский возраст.

Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые, гранодиориты (P₂PZ₃) слагают массив площадью 60 км² в среднем течении Керы и Джалинды и ряд разрозненных более мелких (1—9 км²) тел в разных частях территории района. Форма всех тел в плане близка к изометричной или несколько удлиненная преимущественно в северо-восточном направлении. Вещающими для них породами являются граниты предыдущей фазы, а также разновозрастные интрузивные и первично осадочные образования. В бассейне Джалинды (г. Жариковская) наблюдаются активный контакт их с позднепротерозойскими рассланцованными песчаниками. Граниты при приближении к контакту постепенно сменяют свой состав до гранодиоритов, ширина выхода которых составляет здесь около 100 м. Последние прорывают вмещающие породы, которые интенсивно оротовикованы, а непосредственно вдоль контакта в «плоское» шириной 1—5 см превращены в тонкозернистые биотит-кварцевые роговики. Линия контакта невыпята.

Все тела сложены внешне однообразными гранитами, обычно несколько повышенной основности, образующими на отдельных участках постепенные переходы к гранодиоритам. От гранитов много возраста они резко отличаются равномерной зернистостью строения и очень характерной серой окраской. Структура пород гипидиоморфнозернистые. Граниты состоят из 30-нального андезина (40—50%), микроклина (25—30%), кварца (20—30%) и биотита (5—10%). В гранодиоритах увеличивается содержание биотита до 15—18% и уменьшается до 10—15% микроклина. По химическому составу гранитовиды относятся к пересыщенным кремнеземом и умеренно богатым щелочами породам. Позднепалеозойский возраст их принят на том основании, что они прорывают крупнозернистые граниты предыдущей фазы и в свою очередь на смежном с северо-востока листе прорваны триасовыми лейкократовыми гранитами [29].

Граниты лейкократовые среднезернистые (уГТ) слагают несколько небольших (до 8 км²) штокообразных тел, приуроченных к разрывным нарушениям в бассейнах Керы, Ульмы и Бол. Майкура. Вмещающими породами для них являются преимущественно позднепаалеозойские граниты главной фазы, непосредственные взаимоотношения с которыми установлены на левобережье Ульмы в бассейне реч. Еглогово. В делювиальной глыбе здесь наблюдались прорывание лейкократовыми гранитами крупнозернистых биотитовых гранитов. Контакт ровный, четкий. Лейкократовые граниты вдоль него имеют аллитовидную зонность мощностью до 1—1,5 см.

Благодаря своему характерному облику — розовому или кремово-серому цвету, лейкократовому составу и массивному среднезернистому сложению рассматриваемые граниты резко отличаются от всех интрузивных пород района. Они обладают гранитовой структурой и имеют следующий состав: микроклин (45—50%), плагиоклаз (20—25%), кварц (30—35%), биотит (1—2%), магнетит, циркон (менее 1%). На локальных участках вдоль разрывных нарушений граниты слабо трещенизированы. В связи с тем, что лейкократовые граниты имеют активные контакты с позднепаалеозойскими интрузивами, а по составу и обличью очень похожи на граниты, распространенные восточнее изученной территории, где последние прорывают фаунистически охарактеризованные среднедевонские породы [2] и перекрываются верхнетриасовыми отложениями [9], они отнесены к триасу. Но вопрос о возрасте этих гранитов требует дальнейшего уточнения, так как приведенные выше материалы не опровергают существовавших представлений [2] об их формировании в заключительную фазу позднепаалеозойского интрузивного цикла.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические диоритовые порфириты (удГК) слагают небольшие (1—3 км²) тела среди вулканитов таджанской свиты в бассейне Исикана. Форма их в плане несколько удлиненная или изометричная. Наиболее крупные тела обладают слабо выраженной зональностью. В центральных частях их породы раскристаллизованы значительно сильнее, чем в периферических. В последние уменьшаются количество и размеры вкрапленников, возрастает степень вторичных изменений. Вдоль контактов с этими образованиями во вмещающих вулканитах распространены гидротермально измененные породы, представляющие вторичными кварцитами и пропилитами. К этой группе пород относятся также дайки диоритовых порфиритов (дГК), широко распространенные как среди вулканитов, так и на значительном

удалении от последних (низовья р. Керы, реч. Лев. Майкура и т. д.).

Диоритовые порфириты — серые и зеленовато-серые массивные породы порфировой и серийно-порфировой структуры, состоящие из вкрапленников (10—60%) андезина, роговой обманки, реже биотита и кварца, погруженных в микропризматически зернистую или микролитовую основную массу того же состава. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, вторичные — хлоритом, эпидотом и актинолитом.

Гранодиориты (уГК) закартированы на правобережье реч. Сохагиного, где слагают штокообразное тело (2,8×0,8 км), удлиненное в близширотном направлении. Более мелкий выход их установлен в 10 км севернее, в верхьях реч. Глубокого. Здесь они слагают куполовидную возвышенность, не выражающуюся в масштабе карты, площадью около 200 м². Оба выхода залегают среди позднепротерозойских вулканогенно-осадочных пород. Вмещающие породы на контактах с интрузивами окварцованы, пиритизированы, пронизаны секущими трещинками гранодиоритов. Последние обогащены темноцветными минералами. В них выявляются порфировидные структуры и интенсивно проявлены процессы вторичных изменений.

Гранодиориты — серые массивные среднезернистые породы, отличающиеся от гранитоидов иного возраста исключительно «свежим» обликом. Они состоят из резко зонального плагиоклаза (50%), калиевого полевого шпата (10—15%), илиморфного кварца (17—18%), роговой обманки (5—8%) и биотита (10—12%). Среди акцессорных минералов резко преобладает магнетит (см. табл. 2). Структура пород гипидноморфнозернистая, в приконтактных зонах — порфировидная. По химическому составу гранодиориты относятся к пересыщенным кремнеземом и бедным щелочами породам щелочноземельного класса (см. табл. 1) и соответствуют гранодиориту, по Р. Дэли

По всей вероятности, с гранодиоритами связаны дайки гранодиорит-, гранит-, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, пространственно тяготеющие к ним и к выходам раннемеловых вулканогенных пород.

Гранодиорит-порфириты (уГК) состоят на 30—40% из вкрапленников плагиоклаза (80%), калиевого полевого шпата (5—7%), кварца (5%) и биотита, погруженных в кварц-полевошпатовую (с примесью биотита) основную массу, обладающую микропризматической, микропризматически зернистой, изредка микрографической структурой.

Гранит-порфириты (уГК) отличаются от гранодиорит-порфиритов несколько более светлым обликом и присутствием во вкрапленниках большего количества кварца и калиевого полевого шпата.

Кварцевые порфириты и фельзит-порфириты (дГК) различаются только по составу вкрапленников, содержание которых не пре-

вышает 5—10%. В кварцевых порфирах — это преимущественно кварц, которому подчинены полевые шпаты и биотит, а в фельзит-порфирах — калиевый полевой шпат. Основная масса фельзитовая или сферолитовая.

Рассмотренные породы обнаруживают тесную пространственную связь с вулканогенными образованиями таганской свиты. Дайки диоритовых порфиритов даже на участках, значительно удаленных от современных контуров вулканогенных пород, иногда содержат их обломки. Редкие дайки гранодиорит-порфиритов установлены среди покровных андезитов. Абсолютный возраст гранодиоритов составляет 118 млн. лет. Все это свидетельствует о едином этапе формирования вулканогенных и интрузивных пород и раннемеловом возрасте последних.

ТЕКТОНИКА

Изученный район находится в северо-западной части Туранского блока Буренского массива на сочленении его с Амурской впадиной [1]. Тектонические особенности его определяются широким распространением гранитных интрузий, налим фрагментов раннемеловых вулканических построек и большого поля горизонтально залегающих рыхлых отложений кайнозоя. Складчатые структуры и интрузии пересечены разрывными нарушениями различных порядков и направлений, создавших сложное блоковое строение территории (рис. 4).

Наиболее древние породы (нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы) сохранились в разобщенных блоках и ксенолитах среди более молодых интрузивных пород. В южных и центральных частях глыбади они имеют северо-восточное простирание (30—40°), подчеркиваясь, помимо замеров слопности и кристаллизационной сландцеватости, ориентировкой ксенолитов, а у самой северной границы территории (правобережье р. Тан-Ксы) — северо-западное (295—340°). Подобное залегание метаморфических глыб сохраняется и на сопредельных территориях. Непосредственно к востоку, по данным В. Е. Чепыгина [30], они имеют преимущественно северо-восточное простирание; севернее, по данным Ф. С. Фролова [29], происходит постепенный разворот структур через северо-западное в близинное направление. Судя по этим материалам, нижнепротерозойские образования слатили ранее, видимо, крупный купол, «разбитый» последующими тектоническими подвижками и разобщенный гранитными интрузиями на ряд блоков. В районе фиксирована лишь часть этой структуры.

Немногочисленные данные, полученные в результате горных работ, свидетельствуют о том, что гнейсы и кристаллические сланцы собраны в относительно крупные нормальные, опрокинутые и изоклинальные линейные складки. Ширина их колеб-

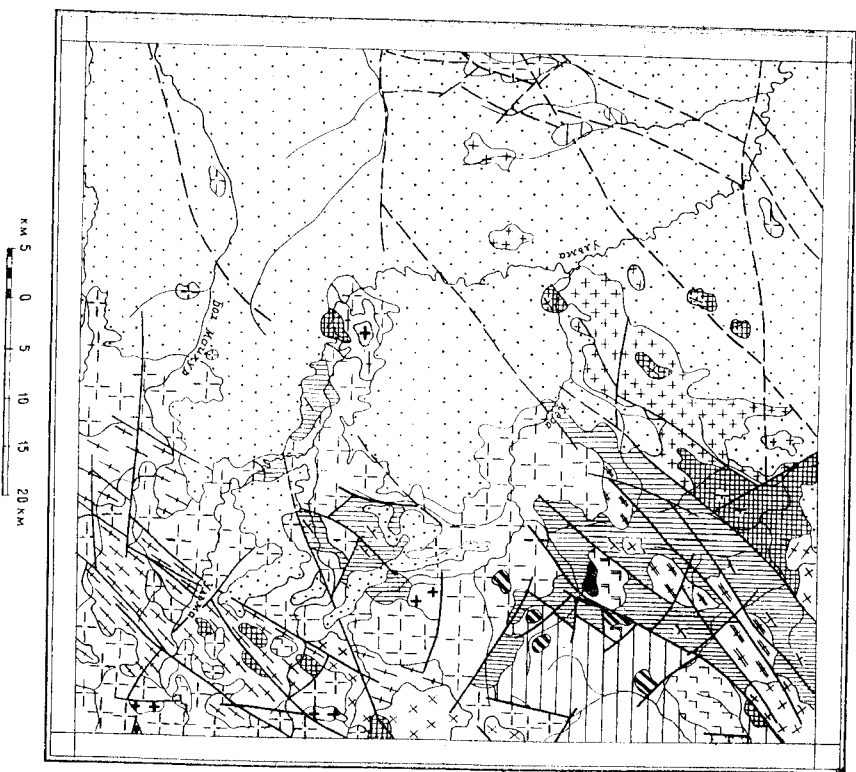
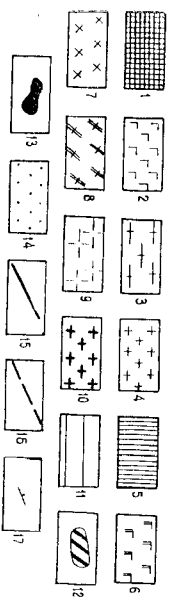


Рис. 4. Тектоническая схема



Раннепротерозойские структуры: 1 — фрагменты складчатых структур; интрузивные комплексы: 2 — раннекладчатые таборды; 3 — складчатые граниты; 4 — позднекладчатые граниты; позднепротерозойские — раннепалеозойские структуры: 5 — фрагменты складчатых структур; интрузивные комплексы: 6 — раннекладчатые таборды; 7 — позднекладчатые граниты; палеозойские и мезозойские структуры: 8 — раннепалеозойские; интрузивные комплексы; естественно гранитного состава; 9 — раннепалеозойские; интрузивные комплексы; естественно гранитного состава; 10 — раннепалеозойские; интрузивные комплексы; естественно гранитного состава; 11 — раннепалеозойские; интрузивные комплексы; естественно гранитного состава; 12 — субвулканическая фацис; 13 — вулканическая фацис; 14 — кайнозойский платформенный чехол; прочие знаки: 15 — тектонические разрывы; 16 — разрывы, перекрытые рыхлыми отложениями; 17 — направление падения слоев

летя от 200 до 800 м, а углы падения слоев изменяются от 25 до 90°. Крылья этих структур осложнены мелкими складками шириной от 0,7 м до первых метров. В мелких ксенолитах метаморфические породы имеют преимущественно моноклиналиное залегание под углами 50—75°, на фоне которого отмечаются лишь отдельные мелкие складки. Гофрировка и пloidчатость незначительны.

Образования верхнего протерозоя распространены значительно шире. Представляется, что в бассейнах Керы, Тан-Ксы и Исикана они слатали широкую (возможно, более 30 км) синклиналь, ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Последующими блоковыми перемещениями она была разобщена на ряд различных по величине (от 10 до 70 км²) тектонических клинбер.

В пределах отдельных блоков метаморфизованные вулкано-осадочные образования собраны в простые симметричные сопряженные антиклинальные и синклинальные складки или загибают моноклиналино. Ширина складок колеблется от 400—500 до 1500 м. Крупные структуры иногда осложнены складками с размахом крыльев до 100 м. Падение слоев на крыльях изменяется от 10 до 60°. В целом относительно спокойное залегание пород нарушается вблизи крупных разломов северо-восточного направления, где они интенсивно смяты в мелкие нормальные и опрокинутые к юго-западу складки, осложненные пloidчатостью.

В бассейне р. Тан-Ксы структуры позднего протерозоя, имеющие в районе устойчиво северо-восточное простирание, срезают почти под прямым углом дугообразные складки раннего протерозоя, что наряду с различными в характере складчатости (более простая в позднем протерозое), метаморфизма и магматизма свидетельствует о наличии структурного несогласия между этими образованиями.

Раннемеловые осадочно-вулканогенные образования по отношению ко всем более древним породам слатают наложенные разломами северо-восточного направления. Входящие в их состав потоки лав, горизонты туфов и пласты терригенных пород имеют, судя по гипсометрическому уровню подошвы и с учетом данных по сопредельной территории [30], почти горизонтальное залегание с небольшим (до 15°) наклоном, вызванным либо локальной нарушенностью их первичного положения вблизи тектонических разрывов, либо неровностями рельефа в период формирования покровов.

Наиболее молодую структуру в районе представляют палеоген-четвертичные отложения бузуглинской, сазанковской и белогорской свит, залегающие на обширных пространствах практически горизонтально.

Решающая роль в формировании структурного плана территории принадлежит разрывной тектонике. За долгую историю геологического развития района происходило возникновение разрывных нарушений различного направления, масштаба и подновление ранее существовавших. Наиболее крупные и протяженные разломы северо-восточного направления. Они отчетливо фиксируются на гравиитационных и магнитных картах, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, а на местности почти всегда контролируются зонами катаклаза, мигонитизации, расланцевания, достигавшими мощности 0,5—1,5 км.

В северной части территории установлена крупная допозднечная тектонически ослабленная зона северо-восточного направления (40—50°), названная Сюгдуглинской. Она прослежена более чем на 35 км при ширине 10—15 км, выходя на северо-востоке за пределы района. Зона представляет собой серию ближженных разломов, сопровождающихся оперяющимися разрывами северо-западного направления. К ней приурочены интрузии гранитоидов ранне- и ранне-среднепалеозойского возраста. На юге она срезается массивом позднепалеозойских гранитов, в которых далее к юго-западу прослеживаются лишь единичные из этих разломов. Судя по прямолинейной форме, большинство разрывов имеет крутое до вертикальной форме, большинство из них в канавках наблюдались маломощные зонки дробления либо интенсивного расланцевания с падением плоскостей смещения к северо-западу под углом 70—80°.

Помимо этого, в районе наблюдаются и другие разломы того же направления. Один из них проходит от южной границы листа через верховья руч. Прав. Майкура и устье руч. Утакана в верховья Джалинды и Керы. На большем своем протяжении он отделяет позднепалеозойские гранитоиды от более древних образований, а в верховьях руч. Лев. Майкура к нему приурочен выход андезитов талданской свиты. Сопровождается он зонай повышенной трещиноватости, мигонитизации, а на отдельных участках слабой гидротермальной переработкой (окваривание, ирипитизация). Мощности зоны колеблется от десятков метров до нескольких сотен метров.

По-видимому, такой же характер имеют и разломы, фиксирующиеся геофизическими данными в нижнем течении Ульмы. Для последних амплитуда вертикальных перемещений соизмерима с мощностью талданской свиты, т. е. составляет первые сотни метров.

Разрывные нарушения северо-западного направления проявлены менее отчетливо, хотя в структуре района они играют также значительную роль, разделяя часто блоки, сложенные разновозрастными образованиями. Обычно они не дают широких зон расланцевания, но сопровождаются катаклазом и реже гидротермальной переработкой пород, особенно ярко выраженной в истоках руч. Безыминного, на правобережье Керы и в верховьях

руч. Извилистого. Протяженность этих разломов не превышает 10—20 км, а по времени заложения они, по-видимому, более поздние, чем вышеописанные.

Наиболее молодыми разломами являются нарушения субширотного и субмеридионального направления, по которым на аэромагнитных картах фиксируется некоторое смещение структур северо-восточной ориентировки. К ним относятся нарушения, приуроченные к широтным отрезкам долин ручьев Лев и Прав. Майкура, р. Мал. Майкура, к верхнему и нижнему течению Ульмы и др.

В соответствии с изложенными материалами история геологического развития района может быть восстановлена в следующем виде. Наиболее ранние структуры представляются собой фрагменты раннепротерозойских складчатых сооружений. Особенности стратиграфии слагающих их пород (ритмичная слоистость, преобладание биотитовых гнейсов и т. п.) позволяют считать, что эти породы возникли в результате регионального метаморфизма, проходившего в условиях амфиболитовой фации, первично осадочных и в меньшей мере вулканогенных образований.

С этими структурами неразрывно связаны комплексы интрузивных пород, соответствующие различным этапам развития геосинклинали. Ранними являются габброиды, которые в дальнейшем были вовлечены в складчатость и метаморфизованы на отдельных участках до амфиболитов. В главный этап складчатости сформировались гнейсовидные граниты, обладающие многими признаками ультраметаморфного происхождения, а в более позднее время произошло становление гнейсовидных диоритов и двуслюдяных гранитов*, по-видимому, завершивших раннепротерозойский тектонометаматический цикл развития района. В процессе развития геосинклинали произошло заложение некоторых разломов северо-восточного направления, о чем свидетельствует приуроченность к ним массивов габброидов (глубинного характера) и двуслюдяных гранитов.

С завершением раннепротерозойской складчатости район, по-видимому, испытывал длительную стабильность. В позднем протерозое произошло раздробление сформированного жесткого сооружения и на континентальной основе заложились новая подвижная структура, развитие которой закончилось в раннем палеозое. О длительности перерыва между этими циклами можно судить по структурному несогласию между образовавшимися нижнего и верхнего протерозоя, а также по тому обстоятельству, что к моменту заложения новой структуры на днезную поверх-

ность были выведены раннепротерозойские граниты*, в том числе глубинные ультраметаморфные, и, по данным Ф. С. Фролова [29], габброиды. Условия развития этой структуры были близкими к геосинклинальным. Об этом свидетельствует характер осадконакопления, а именно: преобладание грубозернистых обломочных отложений существенно кварцевого состава, мощные излияния вулканитов кислого и умеренно кислого состава, наличие перерывов, фиксирующихся прослоями туфоконгломератов**, и т. п. На ранних этапах происходило, по-видимому, излияние эффузивов основного состава (существенно амфиболовые сланцы) и становление связанных с ними малоглубинных интрузий габбро-диабазовой фации, а на поздних — формирование тел раннепалеозойских гранитоидов. Менее определенно положение интрузий ранне-среднепалеозойского возраста. Не исключено, что они относятся к раннепалеозойскому этапу и завершат рассмотренный геосинклинальный этап развития района, который соответствует формированию байкалд Бурейнского массива.

В дальнейшем район развивался как часть сводового подлентя массива, на фоне которого проявлялись периоды активизации синхронные со складчатостью в соседней Монголо-Охотской геосинклинали. В районе возобновляются движения по разломам, возникшим на предыдущих этапах, и происходит заложение новых разрывных нарушений (в частности, северо-западного направления), что привело к раздроблению байкалд. Наибольшая активность тектонической обстановки ознаменовалась становлением интрузий послесредневековских (тырмо-бурейских) гранитов, для которых устанавливается отчетливая связь с разрывной тектоникой.

О кристаллизации гранитов из магматического расплава свидетельствуют однородный выдержанный на больших площадях состав пород, многочисленными как в районе, так и за его пределами [29, 30] наблюдениями над контактами (активные, отчетливо рвущие, отсутствие следов метасоматоза и т. п.), а также их химический состав. Как показал пересчет, нормативные составы гранитов близки к эвтектическим, что возможно только, судя по экспериментальным данным, при кристаллизации их из расплава [3].

После становления тырмо-бурейских гранитов тектоническая активность постепенно затухает. Дифференцированные движения возобновились в триасовое время. С ними связано заложение разломов близмеридионального направления и становление немногочисленных трещинных интрузий лейкократовых

* Как в изученном районе, так и на смежной с востока территории [30] в составе габко позднепротерозойских конгломератов преобладают граниты, сопоставимые с протерозойскими.

** В конгломератах присутствует многочисленная галька пород, входящих в состав позднепротерозойских образований (песчанки, липариты и т. п.).

гранитов. В результате преобладающего длительного поднятия к началу мелового периода на дневную поверхность были выведены огромные массы разновозрастных гранитоидов, кровля которых сохранилась лишь в отдельных тектонических блоках.

Мезозойско-кайнозойский этап развития района, с которым связано формирование современного морфоструктурного плана изученной территории, изложен в разделе «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ *

Площадь листа расположена в зоне сопряжения Амуру-Зейской впадины с низкогорным хр. Турана и представляет собой фрагмент молодой платформенной, состоящей из блоков земной коры, обладающих относительной тектонической самостоятельностью. Основные черты экзогенного рельефа морфоструктур района обусловлены, в первую очередь, особенностями их тектонического режима. Литологический фактор в этом случае играет второстепенную роль. В районе широко распространены аккумулятивные и выработанные поверхности, существенно различающиеся по морфологии, генезису и длительности своего существования.

Аккумулятивные поверхности представлены речной поймой, двумя надпойменными террасами и озерно-аллювиальной волнистой равниной. Речная пойма, формирующаяся в настоящее время, в горной части территории ограничена шириной русла и узкими прирусловыми валуно-галечниковыми косами. Здесь части каменистые пороги и перекаты, а также протяженные (до 3—5 км) участки спрямленных, без меандр, русел. В переходной от хр. Турана к Амуру-Зейской впадине зоне с холмисто-увалистым и мелкоопочным равнинным рельефом ширина поймы Ульмы, Керы, Томи и др. колеблется от 100 до 400 м. На отдельных участках ее можно расчлениить на высокую и низкую, с меандрами, старицами и пойменными островами. В пределах впадины в долинах крупных рек ширина поймы значительно увеличивается, достигая местами 2,5 км. Низкая пойма представлена мигрирующими песчано-гравийными косами выпукловолгнутой формы высотой до 1,5 и длиной до 200—300 м, а также многочисленными протоками и русловыми островами. Высокая пойма изобилует множеством извилистых пересекающихся стариц и релок.

И надпойменная терраса распространена в долинах всех рек и ручьев района. В горной части территории она имеет коренной покой с маломощным грубообломочным аллювием и сравнительно узкую (от 30—40 до 200—300 м) площадку. Высота ее варьирует от 4 до 8 м. После выхода рек на предгорную равнину ширина I террасы увеличивается до 500—800 м, а мощность

ее чехла достигает 5—6 м. На поверхности террасы нередко отчетливо дешифрируются следы меандрирования русел, овальной формы западины и озера. В пределах Амуру-Зейской впадины I терраса Ульмы, Томи, Бол. Майкура и др. достигает 1—1,5 км ширины и прослеживается по облом бортам речных долин. Поверхность ее сильно заболочена и расчленена полужаросшими старицами, извилистыми релками и мочажинами. Высота террасы понижается до 3—4 м.

И надпойменная терраса локально прослеживается в горной части района и широко распространена в пределах впадины. Ее высота варьирует от 12—15 м в горах и предгорной зоне до 5—7 м во впадине, при этом в горах она везде имеет коренной покой, а во впадине поколем для нее являются отложения белогорской и сазанковской свит. Ширина площадки террасы колеблется от нескольких десятков метров до 2 км. В настоящее время из-за наложенной денудационной обработки на поверхности террасы с трудом дешифрируются следы блуждания русел, а ее тыловой шов перекрыт делювиальными отложениями.

Озерно-аллювиальная волнистая равнина в пределах Амуру-Зейской впадины наблюдается в виде отдельных разобщенных участков, сохранившихся от эрозийного расчленения и занимающих междурусельные пространства. Ширина их варьирует от 200—300 м до 3—4 км, а абсолютные отметки—от 280 до 340 м. Отмечается общий слабый наклон первичной белогорской равнины от предгорий к центру впадины. Глубина ее эрозийного расчленения колеблется от 8—10 до 60—80 м.

Выработанные поверхности района имеют эрозийный, эрозивно-денудационный и денудационный генезис. Поверхности эрозийного генезиса приурочены к участкам крутых бортов речных долин шириной до 200—300 м, расположенных на излучинах в местах бокового подрезания склонов. Профиль их выпуклый, вдоль подножий части скальные выходы коренных пород. Поверхности эрозивно-денудационного генезиса представлены на склонах крутизной от 5 до 20°, широко распространены в пределах низкогорного рельефа хр. Турана, холмисто-увалистого и мелкоопочного рельефа предгорной зоны и полого-волнистого рельефа Амуру-Зейской впадины.

В Амуру-Зейской впадине формирование эрозивно-денудационных склонов в рыхлых породах белогорской свиты началось после завершения плиоцен-раннечетвертичного осадконакопления и продолжается до настоящего времени. Крутизна их незначительная (5—7°, редко 15°), ширина от 100—150 м до 4—6 км, что обусловлено, по-видимому, незначительной скоростью эрозийного вреза (преимущественно бокового), а также тонкозернистым строением верхних горизонтов белогорской свиты.

В пределах хр. Турана поверхности эрозивно-денудационного генезиса шириной от первых десятков до нескольких сотен метров и крутизной 10—20° сформировались на разнообразных

* Раздел написан В. И. Панасенко.

Магматических и метаморфических породах, обладающих различной степенью устойчивости к выветриванию и денудации. Приурочены они к верхним частям склонов. Характер водораздельных пространств в местах сочленения склонов меняется от широких (100—150, редко 300—500 м) пологовыпуклых до сравнительно узких (от 5—10 до 40—50 м) гребневидных, нередко с той до 10—15 м. Форма вершин изолированными останками высокая — от заостренных конусовидных до массивных караванобразных. На склонах часто крупноглыбовые развалы пород.

Поверхности денудационного генезиса широко распространены в переходной зоне от хр. Турана к Амуро-Зейской впадине и представлены участками предгорной базисной поверхности денудационного выравнивания, бронированной площадью корой выветривания каолинового типа. На них преобладают уклоны от 0 до 5°, очень редко встречаются низкие (до 20—30 м) останцового облика сопки; в поверхность врезаны речные долины с пологими бортами и двумя пологими террасами. Абсолютные отметки поверхности варьируют от 280 до 400 м.

Индикатором значительной древности поверхностей денудационного генезиса служит развитая на них площадная кора выветривания с установленной мощностью до 20 м. Она вскрыта непосредственно на дневной поверхности, а также под отложениями белогорской, сазанковской, бузулинской и талданской свит. Химическим выветриванием затронуты практически все коренные породы в пределах впадины и предгорной денудационно-тектонической зональности. В разных местах района наблюдаются следующие ее горизонты (снизу вверх): 1) зона дезинтеграции и выщелачивания пород; 2) зона гидролиза; 3) зона конечных продуктов разложения. В большинстве случаев наблюдаются лишь нижние горизонты коры, а конечные продукты разложения (чистые каолиновые глины) во многих приподнятых частях предгорной зоны почти полностью эродированы. Мощность отдельных горизонтов коры варьирует от 1—2 до 8—10 м.

Обнаружение в пределах закартированной части Амуро-Зейской впадины площадной коры выветривания на разновозрастном по отношению к сопряженному поднятию хр. Турана режиме этой территории на протяжении последних 100—130 млн. лет.

Основные черты современного морфоструктурного плана территории заложены в позднеюрский — раннемеловой этап развития Буреинского массива, когда в пределах Амуро-Зейской впадины началось опускание допозднеюрской базисной поверхности выравнивания и погребение ее под вулканогенно-терригитической и покрывной свит. Восточная окраина впадины уже в начале раннего мела имела границы, близкие современ-

ной. В пределах Туранского блока в это время морфоструктурно формируется сводово-глыбовое поднятие, сохранявшее установленный от предыдущих этапов тип тектонического развития.

Вдоль западной границы хр. Турана в зоне его сопряжения с Амуро-Зейской впадиной возник вулканический пояс с вулканическим рельефом. Здесь происходили неоднократные наземные излияния вулканитов среднего состава и извержения огромных масс пирокластиков. Сохранившиеся в денудации останки этого пояса фиксируются в грабенных морфоструктурах 30-ны сопряжения (бассейны ручьев Иеикана, Сохатинного, Чашева-того и др.).

В позднемеловой — палеогеновый этап развития рассматриваемая территория представляла собой в основном область сноса. Территория хр. Турана, составлявшая обломочный материал по впадину, по-видимому, продолжала общее поднятие, поскольку на соседних с запада площадях в это время происходило накопление осадков завитинской, паганьской, кивдинской и бузулинской (нижняя часть) свит. Литолого-фациальный состав этих осадков близок составу отложений позднеюрского — раннемелового комплекса, однако отмечается постепенное затухание вулканизма к концу первой половины верхнего мела. Зона сопряжения в этот период была областью транзита обломочного материала с хр. Турана в опускающуюся часть впадины. Здесь шло денудационное выравнивание и глубокое химическое выветривание пород в пределах относительно стабилизированных блоков, а также формировался низкогорный и холмисто-увалистый рельеф на тех участках территории, где поднятия преобладали над денудацией. Вероятно, в этот период начали формироваться в самостоятельные морфоструктуры горные поднятия гор Сюндлуки, Дубовой, Жариковской и др.

В миоценовый этап развития начинают опускаться некоторые участки палеогеновой поверхности денудационного выравнивания, расположенные в нижнем течении Керы, Томи, Мал. Ульмы, Бол. и Мал. Майкура и других местах восточной окраины Амуро-Зейской впадины. Хребет Турана продолжает испытывать относительно поднятие с дифференцированным развитием отдельных блоков. Здесь непрерывно осуществлялась денудация рельефа морфоструктур и экспонировались новые более глубокие геологические срезы. В пределах тех блоков, где интенсивность поднятия и денудация были взаимно уравновешены, формировался равнинный рельеф (верховья Мал. Томи, нижнее течение руч. Керакана и др.). В зоне сопряжения преобладали относительно стабилизированный тектонический режим, продолжалась выравнивание территории и формирование площадной коры выветривания.

В плиоцен-раннечетвертичный этап развития в районе сохранились основные тенденции морфотектонического развития бло-

ковья структура. На поднятиях продолжалась обработка склонов и водоразделов, а в пределах относительно стабильных блоков широко выравнивание рельефа. Этому этапу соответствует наиболее высокий гипсометрический уровень базисной предгорной поверхности денудационного выравнивания. Во впадине и отдельных опустившихся участках зоны сопряжения отлагались осадки белогорской свиты, фиксирующие максимальный площадной и гипсометрический уровень поздненюрского — раннечетвертичного платформенного осадконакопления. Анализ строения рыхлых осадков сазанковской и белогорской свит свидетельствует о существовании в миоцене и плиоцен-раннечетвертичном времени на рассматриваемой территории рельефа, аналогичного современному, с абсолютными и относительными отметками и общим соотношением темпов тектонического поднятия и денудации, мало отличающимися от ныне существующих.

Среднечетвертичный — современный этап развития отражает инверсию тектонического режима в пределах Амуру-Зейской впадины. В это время начинается эрозийное расчленение белогорской аккумулятивной равнины, формируются аллювиальные террасы и поймы. В горной области продолжается дифференцированное блоковое поднятие с вскрытием более глубоких геологических срезов.

Анализ строения позднечетвертичных террас, современной поймы и слагающего их аллювия свидетельствует о том, что в течение последних 100 тыс. лет в пределах рассматриваемой территории в общих чертах сохранились морфоструктурный план, темпы и характер дифференцированных тектонических движений. Не произошло существенных изменений в строении рельефа, плане гидросети и общем направлении ее стока.

Величина денудационного среза территории за прошедший с поздней юры до настоящего времени период значительно варьирует по площади. Максимальных значений срез достигает в пределах хр. Турана, минимальных — в Амуру-Зейской впадине на погребенных под нижнемиловыми отложениями участках базисной допоздненюрской поверхности денудационного выравнивания.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

Бурый уголь

Бурые угли выявлены в отложениях бузулинской свиты на ограниченной площади в бассейне Томи. Угли легкие слабо уплотненные тонкостолбчатые. По данным В. И. Малагина [23], они могут рассматриваться как энергетическое топливо и сырье для получения горного воска, гуминных удобрений и стимуляторов

роста сельскохозяйственных культур. Глубина залегания углей колеблется от 25 до 130 м. Как видно из приведенных колонок (см. рис. 3), они слагают пропластки и пласты мощностью 0,1—2,6 м, находящиеся на различных гипсометрических уровнях даже в близко расположенных скважинах. Исходя из этого и общего характера формирования свиты представляется, что прослой углей имеют линзовидное строение и быстро выклиниваются по простиранию, в связи с чем облагают незначительными запасами. Это предопределяет малую перспективность территории на бурый уголь.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Литан

Шлиховым опробованием установлено почти повсеместное присутствие ильменита в современном аллювии в количествах от нескольких граммов до 1—6 кг на 1 м³ породы. Повышенные содержания его (в отдельных пробах до 10—15 кг/м³) локализованы преимущественно по рекам Кере, Джалинде и Искану, дренирующим выходы позднепалеозойских гранитов. В связи с низкими содержаниями ильменита в породах перспективы района в отношении выявления коренных месторождений и россыпей литана оцениваются отрицательно.

Цветные металлы

Медь

Гидрохимический комплексный ореол рассеяния меди и цинка (1-3-2) площадью около 200 км² выявлен в междуречье Тан-Ксы и Кера. Он приурочен к верхнепротерозойским метаморфизованным вулканогенно-осадочным образованиям, проваренным многочисленными разновозрастными интрузиями гранитоидов, и контролируется Сюгдулкинской зоной разломов. Примерно в половине из отобранных здесь 63 проб содержание меди составляет 11—100 мкг/л, цинка — 11—150 мкг/л. Совместно с ними в редких пробах отмечаются свинец (до 5 мкг/л), мышьяк и фтор (до 1 мкг/л). По одному из притоков руч. Сохатинго фиксируется поток рассеяния серебра протяженностью до 2,5 км с содержанием элемента 0,5—1,0 мкг/л. Содержание меди в донных осадках водотоков ореола не превышает 0,003%, а цинка — 0,01%.

В пределах ореола на водоразделе ручьев Отножины и Сюгдулки обнаружено рудопроявление меди (1-3-3). Оно приурочено к кварцевым жилам, залегающим среди рассланцованных, катаклазированных и обожженных в зоне крупного разлома се-

веро-восточного простирания диоритов и игнибригов верхнего протерозоя. Длина жил не превышает 6—7 м, а мощность их колеблется от нескольких до 20 см. В жилах присутствуют обломки вмещающих пород, замещенных хлоритом, эпидотом, кальцитом и лимонитом, к которым приурочена медная минерализация. Минералогическим анализом установлены малахит, азурит, борнит, ковеллин. Распределение рудных минералов неравномерное. По данным спектрального анализа штучных проб, содержание меди не превышает 0,05%. Практического интереса рудопроявление не представляет.

Повышенные (10—30 мкг/л) содержания меди отмечаются также в ряде гидрохимических проб в бассейнах ручьев Вторая Бриканча, Сохатиний, по правым притокам Бол. Майкура и до 0,05% во всех штучных пробах из различных гидротермально измененных пород.

Свинец

Свинец в количестве 0,01—0,05% установлен в штучных пробах из кварцевых жил и даек измененных диоритовых порфиритов в верховьях ручьев Сюгдуджи и Огложинь, а также из вторичных кварцитов в бассейнах Искана, ручьев Сохатиного и Чашеватого. Два спектрометаллометрических ореола его с содержаниями 0,003—0,01% локализованы на площадях 0,5 и 0,3 км² соответственно на правом берегу верхнего течения руч. Сохатиного и в бассейне руч. Чашеватого. Первый из них приурочен к верхнепротерозойским альбит-амфиболовым сланцам, прованными слабо окварцованными и пиритизированными раннемеловыми дайками диоритовых порфиритов, второй — к субвулканическому телу диоритовых порфиритов, залегающему среди вторичных кварцитов по раннемеловым вулканитам. Совместно со свинцом в пробах присутствуют тысячные доли процент меди, цинка и десятитысячные — серебра. Практического интереса ореолы не представляют.

Цинк

Помимо рассмотренного выше ореола (I-3-2), цинк в количестве до 0,03% выявлен в нескольких разобщенных пробах лонных осадков на левобережье р. Тан-Ксы.

Олово

Шлиховой комплексный ореол (III-3-4) рассеяния касситерита (совместно с базобисмутином и висмутином) выявлен на площади около 35 км² в нижнем течении Джалинды в верхнепротерозойских песчаниках, прованными позднелазеозойскими гранитами. Содержание минералов составляет единичные зерна,

десятки зерен (до 50 в редких шлихах). Основным источником образования ореола являются кварцевые жилы, широко распространенные в эндоконтакте интрузии и содержащие, по данным минералогического анализа штучных проб, единичные зерна касситерита, а также висмутита и базобисмутита в количестве от знаков до весовых. По данным спектрального анализа, содержание олова в пробах не превышает 0,001%. Ввиду этого проведение поисков его здесь нецелесообразно.

Редкие металлы и рассеянные элементы

Молибден

Проявление молибдена (III-3-2) представлено гнездовой вкрапленностью мелкочешуйчатого молибденита в кварцевых жилах среди позднелазеозойских гранитов на правом берегу нижнего течения Джалинды. Мощность жил колеблется от 5—8 до 30 см. Помимо молибденита, в минерализованном кварце содержится пирит, базобисмутит и висмутин. По данным спектрального анализа штучных и борзодовых проб, наиболее высокие содержания молибдена составляют 0,01—0,03% (в одной пробе—0,1%), висмута—0,05—0,2%. Повсеместно фиксируются тысячные доли процента свинца и меди, редко — десятитысячные серебра. В единичных пробах отмечается золото. Перспективы проявления оценены отрицательно.

Металлометрический ореол рассеяния молибденита с содержаниями 0,0003—0,002% оконтурен на площади 0,12 км² в бассейне руч. Чашеватого. Приурочен он к контакту раннемеловых субвулканических диоритовых порфиритов с вмещающими их вторичными кварцитами. Судя по результатам штучного опробования, убогая молибденовая минерализация здесь связана с вторичными кварцитами.

Вольфрам

Наиболее интересный шлиховой ореол шенгита (I-4-1) площадью 300 км² находится в междуречье Тан-Ксы — Кера — Искан на территории, контролируемой Сюгдуджинской зоной разломов. Из отобранных здесь 220 шлихов почти во всех пробах шенгит установлен в количестве от единичных до десятков зерен, а в отдельных из них (бассейны ручьев Сюгдуджи, Сохатиного) — в весовых (до 1 г/м³) содержаниях. В 35 шлихах совместно с ним встречены единичные знаки золота и киновари.

Три других ореола (II-4-1, II-4-2, III-4-2) выявлены на площадях соответственно 15, 10 и 18 км² в бассейне руч. Предторного, в верховьях Искана и верховьях Керы среди позднелазеозойских гранитов. Шенгит встречается примерно в 50% шлихов в количестве единичных зерен, реже десятков их. Весовое

количество (до 1 г/м³) его отмечено лишь в одном шлихе (ореол П-4-2). Совместно с шелитом в нескольких шлихах установлены единичные знаки золота и базобисмутита.

Бериллий

К. А. Казанцевым в междуречье Керы — Джалинда севернее г. Мивочан встречена перматовая жила со спорадической вкрапленностью мелких (до 0,5 см в поперечнике) кристаллов берилла и колумбита [17]. Дальнейшими работами здесь в эпи-доконтакте интрузии позднепалеозойских гранитов установлено широкое распространение жил, линзовидных и гнездообразных шширов перматов, содержащих очень редкую вкрапленность единичных зерен колумбита, касситерита, вольфрамита и ферросонита [19]. Повышенное содержание бериллия (0,03%) обнаружено лишь в одной штифной пробе из перматов на правом борту долины Керы [22]. Минералогическим анализом в этой пробе (П-4-3) установлено 20 г/т колумбита, 50 г/т базобисмутита и единичные зерна монацита.

Тантал и ниобий

В бассейне верхнего течения Керы на площади, сложенной позднепалеозойскими гранитами, выделен комплексный шлиховой ореол ферросонита и монацита (П-3-2) с содержанием ферросонита от единичных зерен до 1,5 г/м³. Совместно с ним в разобщенных редких шлихах отмечаются единичные знаки ильменорутыла. Ферросонит в районе связан преимущественно с перматовыми жилами, в которых он устанавливается почти повсеместно в количестве от единичных зерен до 5 г/т. Содержание ниобия в них, по данным спектрального анализа, не превышает 0,002—0,003%. Донным опробованнем тантал не фиксируется. Ниобий установлен в разобщенных пробах в количестве тысячных долей процента.

Ртуть

Единичные зерна киновари, представляющие лишь минералогический интерес, встречены в 33 разобщенных шлихах, большая часть из которых отобрана по левым притокам р. Тан-Ксы, дренирующим Сюлджинскую зону разломов.

Висмут

Висмут широко распространен на правобережье Джалинды, где выявлены рассмотренные выше комплексные проявления монацита и висмута (П-3-2) и шлиховой ореол олова, базобисмутита и висмутина (П-3-4).

Два наибольших шлиховых ореола базобисмутита и висмутина с содержанием их в количестве единичных знаков (П-4-1, П-4-1) выявлены соответственно в бассейне руч. Мал. Керакана (7 км²) и в верховьях Мал. Томи (более 25 км²). В пределах первого из них металлогенетическое опробование делювия [19] показало повышенные содержания олова (до 0,03% в отдельных пробах) и молибдена (до 0,01%), на втором в единичных пробах донных осадков установлено золото (0,01 г/т), а в концентратах гидрохимических проб — повышенные (до 1 мкг/л) содержания молибдена. Судя по общности геологической обстановки этих ореолов и проявлений на правобережье Джалинды, образование их обусловлено преимущественно за счет размытия минерализованных кварцевых жил, приуроченных к эндо- и экзоконтактам массивов позднепалеозойских крупнозернистых гранитов.

Церий

В районе на площадях, сложенных гранитоидами, шлиховым опробованием повсеместно в различном количестве устанавливается монацит. Участки с весовыми содержаниями его в шлихах выделены как ореолы.

Ореол (П-3-2) с содержаниями монацита от миллиграммов до 40 г/м³ занимает площадь около 500 км² в бассейне Керы, располагаясь в крупном массиве позднепалеозойских гранитов. Помимо монацита, здесь широко распространен ферросонит в количестве от единичных зерен до 1,5 г/м³.

Ореол (П-3-1) охватывает бассейн ручья Лев. и Прав. Майкура и занимает площадь около 180 км². Почти целиком он располагается в пределах интрузии раннепротерозойских гнейсовидных гранитов. Породы разбиты тремя крупными разрывными северо-восточного направления, сопровождающимися зонами катаклаза и слабой гидротермальной переработки. В поле распространения как протерозойских, так и палеозойских гранитов наблюдаются многочисленные жилы перматов. Содержание монацита в шлихах колеблется от единичных зерен до 30 г/м³. Совместно с ним в единичных зернах, реже десятках зерен, отмечаются ксенотим и ферросонит.

Ореол (1-2-2) занимает бассейн верховий руч. Вторая Брикандча и ряда других притоков Ульмы на площади около 35 км². Расположен он в массиве протерозойских двуслюдяных гранитов, насыщенных ксенотимами метаморфических пород. Содержание монацита в шлихах колеблется от единичных зерен до 30 г/м³, отмечаются знаки ксенотима.

Основным источником сноса монацита в районе являются перматовые жилы, генетически связанные с позднепалеозой-

скими гранитами. В штуфных пробах пегматитов почти повсеместно присутствует монацит и ферросонит в количестве от единичных зерен до 5 г/т.

Иттрий

В аллювии речной сети, дренирующей выходы раннепротерозойских гнейсовидных гранитов, совместно с монацитом в количестве единичных и десятков зерен на шлах встречается ксенотим. По данным штуфного опробования, ксенотим в тесной ассоциации с монацитом, реже ферросонитом, в таких же количествах присутствует в пегматитовых жилах и микроклинизированных гнейсовидных гранитах.

Благородные металлы

Золото

Проявление золота (I-4-2) выявлено в истоках руч. Извильного, правого притока Исикана. Здесь в делювиальном свале раннепалеозойских гранитов вблизи их контакта с раннепротерозойскими гранитами встречены обломки (20×10 см) кварц-турмалиновых жил. В штуфной пробе из них минералогическим анализом установлено 22 знака золота и единичные зерна молибдена. По данным спектрального анализа, содержание золота в пробе составляет 0,1 г/т. Проявление приурочено к разлому северо-западного направления, сопровождающему окварцеваннем и турмалинизацией пород. Повышенные концентрации металла отмечаются и в аллювии верховья руч. Извильного [20]. В связи с этим проявление представляет определенный интерес и требует дальнейшего изучения.

Шлиховой ороел (II-3-1) золота площадью 80 км² локализован в бассейнах нижних течений ручьев Предгорного, Дамкунди, Сохатинного и ряда других мелких притоков Керы. Он располагается в эндоконтакте массива позднепалеозойских гранитов, прорывающих верхнепротерозойские песчаники и габброиды. Здесь же встречаются дайки раннемеловых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. Золото установлено в 40 из 80 отобранных проб в знаковых, редко весовых количествах (до 50 мг/м³). За пределами ороела золото сравнительно широко (единичные знаки в 22 шлах) распространено в аллювии водотоков, дренирующих выходы раннемеловых вулканогенных пород бассейна Исикана, измененных на отдельных участках до вторичных кварцитов. В таких же количествах оно выявлено в 25 разобщенных шлаховых пробах по левым притокам р. Тан-Ксы, в пределах Сюгдуйкинской зоны разломов.

В количестве 0,01—0,03 г/т золото установлено в пяти штуфных пробах, отобранных из кварцевых жил и окварцованных кон-

тактах с позднепалеозойскими гранитами верхнепротерозойских песчаников на правобережье нижнего течения Джалинды (III-3-1). Такие же содержания его встречены здесь в единичных разобщенных металлометрических и донных пробах. В ряде металлометрических проб в повышенных количествах отмечаются свинец (0,01—0,02%), на отдельных участках висмут и олово (0,001—0,002%), молибден (0,0005—0,001%), серебро (0,00001—0,00003%).

Сведения о проводившейся в районе эксплуатации золотодобывающих россыпей весьма скудны. Из фондовых материалов [20] известно лишь, что в небольших объемах добыча золота велась в 1921—1923 гг. по руч. Безмянному, левому притоку Джалинды. Россыпь (III-3-3) террасовая, расположена в приустевой части ручья, в левом борту его долины. Мощность торфов 2,4—3,0 м, золотоносного пласта — 0,3—0,4 м. Распределение золота крайне неравномерное кустовое при среднем его содержании 2,2—4,3 г/м². Россыпь отработана старателями ямным способом.

Поисками россыпей золота охвачена вся северо-восточная часть территории района, занимающая междуречье Ульмы и Тан-Ксы. Здесь пройдено 65 буровых профилей. Кроме того, четче линии буровых скважин пройдено в бассейне Мал. Ульмы. Наиболее интересные проявления россыпного золота установлены в следующих местах.

Через долины р. Тан-Ксы и ее левого притока, впадающего в 3 км выше руч. Сюгдуйки, пройдено семь линий буровых скважин с расстоянием между выработками 20—40 м (на флангах 60—80 м). Содержание золота колеблется от 17 до 916 мг/м³. Распределено оно крайне неравномерно. Наибольшая концентрация отмечается в нижней трети долины разведанного ручья (I-3-1). Мощность аллювиальных отложений составляет 6,6—9,0 м. Н. П. Лобановым [20] здесь рекомендуется проведение более детальных разведочных работ.

В верхнем течении руч. Извильного пройдены три линии буровых скважин с интервалом между выработками 40—60 и 100 м. В отдельных скважинах установлено содержание золота до 22 мг/м³. Мощность аллювия колеблется от 4,6 до 10,6 м. Выявляя невысокой детальности работ богатая часть россыпи могла быть пропущенной.

В бассейне руч. Дамкунди пройдено 12 линий буровых скважин с расстоянием между выработками 20—40 м. Золото встречено лишь в редких скважинах (от знаков до 1000 мг/м³) преимущественно по правым притокам ручья.

В долине руч. Канительного в 400 и 1400 м от его устья пройдены две линии скважин с расстоянием между выработками 20—40 м (III-3-1). Ширина разведанного участка долины первой линией составляет 920 м, второй — 140 м. В приустевой части ручья первой линией вскрыт золотоносный пласт мощностью от 0,2 до 0,8 м с содержанием металла в 10 скважинах от

665 до 18 839 мг/м³ без учета веса самородка (53,96 г), встреченного в одной из скважин. Мощность аллювиальных отложений составляет 5,4—9,0 м. Ручей считается недоразведанным.

Руч. Жариковский разведан двумя линиями скважин. Первая из них пройдена в 1 км от устья ручья. Одной скважиной вскрыт золотоносный пласт мощностью 0,2 м с содержанием золота 2204 мг/м³. Вторая пройдена в 3,5 км от устья. Золото встречено тоже только в одной скважине в содержании 304 мг/м³ при мощности пласта 0,4 м.

Помимо описанных ручьев, объектами поисково-разведочных работ являлись ручьи Сюлдугли, Отножина, Мысовой, Баламутный, Керакан и многие другие притоки Керы, Джалинды, Исикана. Они разведаны 1—2 линиями буровых скважин. В отдельных скважинах почти во всех долинах установлены содержания золота от знаков до 1000 мг/м³. Неразведанными остались долины руч. Предгорного, рек Исикана, Керы (ниже устья руч. Предгорного) и отдельные их притоки.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Керамическое сырье

Каолин и керамические глины

Проявление «Бриканча» (1-2-1) расположено в бассейне руч. Вторая Бриканча. Здесь обнаружены белые каолиновые глины, являющиеся перетолженными продуктами верхнемеловой — палеоеновой коры выветривания и ее элювиальными горизонтами. Площадь распространения глин составляет не менее 10 км² при мощности горизонтов от 0,8 до 3,0 м и глубине залегания их от поверхности 1—3 м.

По данным термического анализа, глины представлены чистым каолинитом с незначительной примесью растительной органики. По гранулометрическому составу они относятся к глинам алевритистым, песчанистым, дисперсным, малопластичным (число пластичности — 6,36) с содержанием коллоидных частей 21,98%. По содержанию $Al_2O_3 + TiO_2$ глины соответствуют полукислым, а по содержанию $Fe_2O_3 + TiO_2$ — глинистому сырью со средним содержанием красящих окислов. Цвет их черепка при обжиге до температуры 1250° белый однородный, а огнеупорность — 1710°. По степени спекания глины относятся к не спекающимся при температуре 1250°. Водопоглощение их при этой температуре составляет 12,47%, а объемный вес 1,90 г/см³. Результаты анализов свидетельствуют о хорошем качестве глин проявления, пригодных для изготовления различных огнеупорных и керамических изделий. По своим основным параметрам они отвечают требованиям ОСТ НКТП 2372 к «первичному каолину» для производства полукислых огнеупорных изделий, класс Б.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Пьезокаварц

Несколько кристаллов пьезокаварца с максимальным размером 3×1,5 см найдено на косах Ульмы в 1,5—2 км ниже устья руч. Няруга. Кварц прозрачный бесцветный, реже дымчато-серый, вязуально без включений. Судя по обломкам, он содержится в пегматитовых жилах. Коренные источники сноса не установлены.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные породы

Возможности использования в качестве естественных строительных материалов широко распространенных в районе кристаллических пород весьма ограничены, поскольку последние почти повсеместно подвергнуты интенсивному физическому выветриванию и вследствие этого не имеют высокой прочности. Исключение в этом отношении они представляют лишь на участках с резко расчлененным рельефом. В качестве облицовочного камня и бута могут быть использованы диоритовые порфириды и вторичные кварциты междуручья Кера — Исикан, габброиды руч. Извилистого, граниты гор Жариковской и Дубовой. За пределами листа, в нижнем течении Ульмы, аналогичные граниты разрабатываются карьерами и используются в качестве бутаового камня и путевого щебня [28].

Хорошим покрытием для грунтовых дорог могут быть выветрелые позднепалеозойские граниты бассейнов Томи, Бол. Майкура и Мал. Ульмы. Для этих целей они успешно применяются в настоящее время северо-восточнее, в районе пос. Селемджинск, и в других обжитых местах Бурейнского массива.

Глинистые породы

Глины и алевриты слепают верхние горизонты белогорской свиты и приурочены, как правило, к современным водораздельным пространствам аккумулятивной равнины.

Относительная выдержанность их на значительных участках наблюдается в междуручьях Томь — Бол. Майкур, Мал. Майкур — Мал. Ульма, в бассейне руч. Дямкунди. Вскрытая мощность глин колеблется от 3 до 10 м и более, а глубина залегания от поверхности — от 0,5 до 3 м. Глины полукислые умеренно пластичные со средним и высоким содержанием красящих окислов. Среди них выделяются огнеупорные, тугоплавкие и легкоплавкие разновидности. По своим свойствам они пригодны для изготовления огнеупорных изделий, тугоплавкого кирпича,

химически стойких изделений и плитки для полов. Глины со средним содержанием красящих окислов могут быть использованы для производства санитарно-технического фаянса и облицовочной плитки.

Обломочные породы

Песчано-гравийно-галечные отложения распространены в составе белогорской свиты, некоторых речных террас и в рустах Ульмы, Керы, Джалинды, Тан-Ксы. В среднем течении Ульмы галечники составляют 50—60% объема аллювия. Размер галек 2—3 см. Содержание валунов и крупной гальки не превышает 3—5%. Мощности отложений колеблется от 4 до 9 м. Запасы значительные. Они могут быть использованы при строительстве дорог.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В районе распространены порово-пластовые, трещинные и трещинно-жильные воды.

Порово-пластовые воды приурочены к элювиальным, делювиальным и аллювиальным отложениям четвертичного и плиоцен-нижнечетвертичного возраста. Водоносные породы этого комплекса обдают значительной водопроницаемостью, что обуславливает их высокую водообильность. Отрицательно влияет на водообильность многолетняя мерзлота. В зависимости от характера водовмещающих отложений выделяются водоносные горизонты четвертичных аллювиальных и элювиально-делювиальных и плиоцен-нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений.

Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений залегает вблизи дневной поверхности и связан с поверхностными водами. Он приурочен к таликовым зонам рек и их террас и представлен песками, гравийниками, галечниками и глинами. Мощностю водовмещающих пород колеблется от 1—3 м в горной части территории до 20—22 м в пределах Амуро-Зейской равнины. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока вод из трещиноватой зоны выветривания, за счет поверхностных вод, а также за счет перелива вод из гипсометрически вышележащих водоносных горизонтов белогорской свиты. Режим их непостоянен и зависит от атмосферных осадков, режима рек, глубины промерзания. В связи с этим и водообильность аллювиальных отложений также переменчива. В летний дождливый период она увеличивается, а зимой резко уменьшается. Воды комплекса безнапорные. Разгрузка их происходит в долины рек и нижележащие водоносные горизонты. Источники часто приурочены к уступам террас, где они наблюдаются в виде пластовых или сосредоточенных выхо-

дов с дебитом от 0,15 до 0,43 л/с. Дебит колодца на метеостанции «Верхняя Томь» составляет 0,83 л/с.

Воды аллювиальных отложений слабо минерализованные (24—52 мг/л) пресные прозрачные, без цвета и запаха, отвечают принятым нормам для питья и технических целей. Общая жесткость их 0,18—0,76 мг/экв. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые, кальциевые и кальциево-натриевые. Реакция вод слабощелочная до нейтральной. Запасы водоносного горизонта весьма велики. В связи с этим, а также небольшой глубиной залегания вод и хорошей водоотдачи песчано-гравийно-галечниковых отложений эксплуатация его в районе наиболее экономична.

Воды водоносного горизонта элювиально-делювиальных отложений распространены повсеместно. Они располагаются над коренными породами, а в отдельных случаях над пластами глин и слоями многолетней мерзлоты. Глубина залегания их от поверхности составляет 1—2 м, поднимаясь в дождливое время до 0,5—0,8 м. Дебит источников зависит в основном от атмосферных осадков, при выпадении которых он резко повышается. Ввиду незначительной мощности водовмещающих пород (1,5—2 м) практическое значение водоносного горизонта невелико.

Водоносный горизонт плиоцен-нижнечетвертичных отложений сложен песками, галечниками, алевроитами и глинами белогорской свиты, мощность которой достигает 60—80 м. Водоупором для него служат на большей части территории глинистые коры выветривания разновозрастных пород. В пределах Амуро-Зейской впадины выдержанного водоупорного ложа он не имеет, и воды белогорской свиты сливаются с водами сезанковской свиты, образуя два гидроэлектрически связанных водоносных горизонта. Фациально-литологический состав водовмещающих пород характеризуется изменчивостью в вертикальном и латеральном направлениях. Наличие в верхних частях разреза прослоев и линз глин препятствует свободному движению подземных вод и способствует образованию местных напоров. Зеркало грунтовых вод находится на глубине 0,3—20 м, а мощность зоны аэрации колеблется от 0,3—1,5 м в пониженных участках до 20 м на возгораздках. Коэффициент фильтрации для песков с гравием и галькой составляет 21,6—35,76 м/сут.

В нижних частях склонов речных долин воды горизонта дренируются и фиксируются в виде пластовых выходов с дебитами от 0,01 до 9 л/с. Дебит родников в предгорной части территории составляет 0,07—0,11 л/с. Воды пресные с минерализацией 24—50 мг/л прозрачные без запаха. Общая жесткость их составляет 0,30—0,97 мг/экв. По химическому составу воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магневые.

Питание водоносного горизонта осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка

ляют долины Керы, нижних течений ручьев Дямкунди и Предгорного в пределах шлихового ореола (П-3-1) золота. Хорошая их разрабатанность в сочетании с золотосодержащими верхних горизонтов аллювия является надежным признаком локализации здесь его россыпей. Целесообразно проведение более детальных буровых работ по ручьям Извилистоу, Сюгдудлики, р. Тан-Ксы, где уже установлены повышенные концентрации золота в аллювиальных отложениях. Вопрос о возможном наличии в районе погребенных россыпей золота в отложенных бедогорской и саянсково-Канской свит на современном этапе его изученности неясен.

С учетом результатов поисковых работ и геолого-структурной обстановки территорию района по степени перспективности на полезные ископаемые можно подразделить на следующие площади (рис. 5). В пределах площади А1 (Междуречье ручьев Первая и Вторая Бриканча) выявлены залежи каолиновых глин, проявление «Бриканча». Для выяснения практической ценности проявления рекомендуется постановка детальных работ с применением бурения и проходкой шурфов.

Площадь А2 охватывает поле распространения раннемоловых вулканогенных толщ и Сюгдудликинскую зону разломов, характеризирующуюся интенсивными проявлениями тектоническо-магматической активизации на всех этапах развития района. Этой зоной контролируется обширный ореол рассеяния шелигита, гидроксиминеральный ореол меди и цинка. В пределах зоны среди вулканогенных пород установлены многочисленные мелкие проявления золота, свинца, цинка и редких металлов. Судя по результатам опробования, эта территория наиболее перспективна на рудное золото. На ней рекомендуется постановка поисковых работ с широким применением шлихового, металлургического опробования, геофизических исследований и поверхностных горных выработок. На первых этапах поисковых работ необходимо проведение геологической съемки масштаба 1:50 000.

Площадь А3 сложена рыхлыми кайнозойскими отложениями, среди которых широко распространены глины, которые могут быть использованы для производства тугоплавкого кирпича, химически стойких изделений и плитки для полов. Для выяснения практической ценности глин требуется постановка специализированных поисковых работ.

Площади Б1 выделены на участках с глубоким эрозийным срезов, сложенных преимущественно разновозрастными гранитоидами и метаморфическими породами. По имеющимся в настоящее время данным, строение их неблагоприятно для концентрации рудных элементов.

Площади Б2 объединяют территории поисковых участков, на которых проведены детальные работы на известные в районе полезные ископаемые и получены отрицательные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

ОПУБЛИКОВАННАЯ

1. Бельгенов Е. Б., Золотов М. Г. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. В сб.: Мезозойский тектогенез (тр. VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971, с. 97—105.
2. Брагинский С. М. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР, м-б 1:200 000, серия Хингано-Буренская, лист N-53-XXXI с объяснительной запиской. М., 1971, 91 с.
3. Менерт К. Мигматиты и проксхождение гранитов. М., 1971, 327 с.
4. Музылев С. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист М-52 (Благовещенск) с объяснительной запиской, 1962, 51 с.
5. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1963, 463 с.
6. Рассказов Ю. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Хингано-Буренская, лист М-52-ХII (р. Верхний Мельгин). Объяснительная записка. М., 1959, 49 с.
7. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М., 1958.
8. Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965). Д., 1971.
9. Сигов В. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Хингано-Буренская, лист М-53-II (объяснительная записка). М., 1965, 93 с.
10. Сигов В. Ф. Основные черты докембрийской структуры Буренского массива. В сб.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 142—150.
11. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. ГИН ДВФ СО АН СССР, сер. геод., т. 8, М.—Д., 1963, 157 с.
12. Ходак Ю. А. О последовательности и возрасте древних толщ сопредельных территорий Советского Дальнего Востока и Северного Китая. «Сов. геология», № 12, 1961, с. 96—106.

ФОНДОВАЯ*

13. Воскресенский С. С., Костюмаха В. А. и др. Отчет о работах Высинской геоморфологической партии за 1969—1972 гг. по теме «Составление геоморфологических карт и карт кайнозойских отложений 1:50 000 масштаба для территории, расположенной в среднем течении р. Бысси для целей поисков полезных россыпей», 1972, № 014989.

14. Готов В. Д. Отчет о поисковых работах на россыпное золото, проведенных Нижне-Селенгинской партией в 1959—1960 гг., 1960, № 08615.

* Работы находятся в геологических фондах ДВГТУ.

**СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-52-У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ м-ба 1:200 000**

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
III-3	3	Золото Прииск Безмян- ный	20	Россыпь

15. Золотарев Ю. И., Золотарева Л. И. и др. Отчет о результатах полевых работ Семеджинской геофизической партии в 1959—1960 гг., 1960, № 08638.
16. Игнатьев Г. Г., Фиженко В. В. и др. Отчет об аэропоисковых и наземных работах, проведенных партией № 16 в 1959 г. в северной части Амурской обл., 1960, № 08847.
17. Казанцев К. А., Болыбот В. Д. Поисково-разведочные работы на редкие металлы, рассеянные элементы и бор в южной части Дальнего Востока СССР (отчет партии № 5 за 1959 г.), № 08592.
18. Кириков Д. А., Прункина Т. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Ульминского района (отчет о геологической съемке м-ба 1:1 000 000 в Амурской обл.), 1954, № 04554.
19. Курочкин В. Ф., Абисадов Э. Г. Отчет о поисково-разведочных работах на редкие металлы в районе правых притоков р. Ульмы — Керы и Джалинды, на территории Амурской области РСФСР в 1950 г., № 08827.
20. Лобанов Н. П. Отчет о поисково-разведочных работах Туранской партии Нижне-Семеджинского прииска за 1953—1954 гг., 1956, № 05035.
21. Майборода А. А. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Амуро-Зейская, лист N-52-XXIX (объяснительная записка), 1970, № 014744.
22. Макаев В. И., Константинов А. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Ульма (отчет Ульминской партии о результатах геологосъемочных работ м-ба 1:200 000 за 1969—1972 гг.), 1973, № 016001.
23. Малыгин В. И., Локтионов В. С. Отчет о результатах поисковых работ на бурый уголь, проведенных в восточной части Амуро-Зейской впадины, 1970, № 014181.
24. Пан В. П., Поштенко С. И. Отчет о результатах поисковых работ на бурый и каменные угли в северо-восточной части Зее-Дуренской депрессии (Стойнинская партия, 1969—1972 гг.), № 015073.
25. Политиков М. И., Диденко С. И. Отчет о результатах аэромаршированной съемки м-ба 1:200 000 на территории Хабаровского края и Амурской обл. в 1958 г., № 07528.
26. Путинцев В. К., Заблочкий Е. М. и др. Марматитские формации активизированных областей Дальнего Востока и их металлогеническая специализация. Отчет по теме № 56, т. I, ч. I, 1970, № 14228.
27. Райнлиб Э. Л. Результаты гравиметрической съемки м-ба 1:200 000 в северо-восточной части Амуро-Зейского прогиба (отчет Ульминской партии за 1964 г.), 1965, № 011212.
28. Селюнин А. В., Путинцев В. К. Геологическое строение полезных ископаемые и гидрогеологические условия территории листа М-52-Б (отчет партии № 846 о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:500 000, проведенных в 1963—1965 гг.), 1966, № 011922.
29. Фролов Ф. С., Косач В. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Бысса (отчет Нижне-Бжсинской партии о результатах геологосъемочных работ м-ба 1:200 000 за 1969—1972 гг.), 1973, № 015719.
30. Чепыгин В. Е., Дробыш А. А. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Иса, Кивдин, Ульма, Туон и результаты поисковых работ на левобережье верхнего течения р. Уды (окончательный отчет Туранской партии по геологосъемочным и поисковым работам в 1969—1972 гг.), 1973, № 015710.
31. Шиханов В. В., Константинов А. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Керя и Искан (промежуточный отчет Ульминской партии за 1969 г.), 1970, № 013861.
32. Цуплак Л. М. Промежуточный отчет о результатах работ Зейской аэромаршированной партии № 23159 за 1959 г., 1959, № 08175.

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-52-V КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ м-ба 1 : 200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
1-3	1	<i>Золото</i> Руч. Моховой	20	Россышь
III-3	1	Руч. Канительный	20	

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ М-52-V КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ м-ба 1 : 200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
1-3	3	<i>Медь</i> Водораздел ручьев Отно- жины и Сюгдуйтки	22	В коренном зале- гании
1-3	2	<i>Медь, цинк</i> Междуречье Тан-Ксы — Кера	2	Гидрохимический оред
III-3	4	<i>Олово, висмут</i> Низовье Джалинды	22	Шлиховой оред
III-3	2	<i>Молибден, висмут</i> Низовье Джалинды	22	В коренном зале- гании
1-4	1	<i>Вольфрам</i> Междуречье Тан-Ксы — Кера — Исикан	22	Шлиховой оред
II-4	1	Бассейн руч. Предгорно- го	22	То же
II-4	2	Верховье Исккана	22	" "
III-4	2	Верховье Керы	22	" "
III-4	3	<i>Бериллий</i> Верховье Керы	22	В делювии
II-3	2	<i>Церий, ниобий</i> Бассейн Керы	22	Шлиховой оред

Продолжение приложения 3

Идекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
<i>Висмут</i>				
III-4	1	Верховье Керм	22	Шлиховой ореол
IV-4	1	Верховье Мал. Томи	22	То же
<i>Церий</i>				
I-2	2	Верховье руч. Вторая Бриканча	22	" "
IV-3	1	Бассейн ручьев Дев. и Прав. Майкура	22	" "
<i>Золото</i>				
I-4	2	Исток руч. Извилистого	22	В долине
II-3	1	Бассейн Керв		Шлиховой ореол
<i>Кварц и керамические глины</i>				
I-2	1	Бассейн руч. Вторая Бри- канча	22	В коренном зале- гании

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	5
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	32
Тектоника	50
Геоморфология	56
Полезные ископаемые	60
Подземные воды	70
Оценка перспектив района	73
Литература	77
Список промышленных месторождений	79
Список непромышленных месторождений	80
Список проявлений полезных ископаемых	81

Стр.

Редактор Г. Д. Никулдина
Технический редактор С. К. Леонова

Сдано в печать 12.04.81 Подписано к печати 21.07.81 Тираж 149
Формат 60×90/16 Уч.-изд. л. 6,3 Заказ 0169

Ленинградская картографическая фабрика ВСГЕИ