

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 0314

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист М-50-XVI

Объяснительная записка

Составители: *М.Н.Химка, М.М.Лебедева*

Редактор *С.А.Музылев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

27 ноября 1980 г. протокол № 47

9562



МОСКВА 1981

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-50-ХУІ, ограниченная координатами $50^{\circ}00' - 50^{\circ}40'$ с.ш. и $117^{\circ}00' - 118^{\circ}00'$ в.д., находится в юго-восточной части Восточного Забайкалья, в пределах Борзинского, Приаргунского и Забайкальского районов Читинской области.

Рельеф описываемой территории характеризуется наличием двух крупных положительных форм – Нерчинского и Кличкинского хребтов, разделенных Западно-Урулунгуевской впадиной. В южной части площади имеется впадина Алкучанского Говина, значительно уступающая первой по размерам. Для Нерчинского хребта характерна сравнительно резкая расчлененность рельефа. Максимальные абсолютные отметки достигают 1250 м, минимальные – 700 м. Относительные превышения 500–550 м. Кличкинский хребет отличается более мягкими формами. Абсолютные отметки достигают 900–1121 м, относительные превышения 300–350 м. Территория принадлежит к степной части Забайкалья. Лишь в осевой части и на северных склонах Нерчинского хребта имеются лесные массивы.

Плоская или слабовсхолмленная поверхность Западно-Урулунгуевской впадины наклонена к руслу р.Урулунгуй, являющейся главной рекой района. Последняя с ее притоками принадлежит к системе р.Аргунь. Южная половина территории отличается типичным для степей отсутствием постоянных водотоков. Безводное одностороннее нарушение здесь лишь мелкими, неглубокими озерами, часто солоновато-водными.

Климат района резко континентальный, характеризуется большой амплитудой колебаний сезонных и суточных температур (соответственно до 95° и 40°), небольшим годовым количеством осадков, выпадающих преимущественно в летние месяцы, и высоким коэффициентом солнечной радиации. Среднегодовая температура воздуха – 3° .

Основным занятием населения района является скотоводство и горнорудная промышленность. Население сосредоточено в деревнях и рабочих поселках (пос. Кличка), связанных между собой многочисленными грунтовыми дорогами и узкоколейной железной дорогой.

Начало изучения геологии района связано с открытием в 1759 г. Кличкинского рудного поля. Систематическое исследование геологии Восточного Забайкалья начато в конце 1890-х – начале 1900-х годов В.А.Обручевым, А.Э.Гедройцем, А.П.Герасимовым.

Из группы геологов Геолкома, руководимой М.М.Тетяевым, непосредственно на территории листа геологическую съемку масштаба 1:210 000 проводили С.А.Музылев (1932) и В.Н.Руднев (1931ф). Предложенное С.А.Музылевым четырехчленное деление прибрежно-континентальной фации юры принимается геологами и по сей день.

Фундаментальные исследования С.С.Смирнова периода 1925–1944 гг. по геологии и металлогении Восточного Забайкалья включают и характеризуемый район, который в структурном отношении относится им к Цаган-Олуйской и Кличкинской-Кадаинской антиклиналям, входящим в состав более крупной структуры – Приаргунского синклинория.

В 1936–1939 гг. в районе проводят геологическую и гидро-геологическую съемки масштаба 1:100 000 геологи треста "Спец-гео" В.Н.Миртов, В.К.Соболев, К.А.Беляев, А.А.Чаадаева. Ими выделен ряд интрузивных массивов среднепалеозойского возраста, впервые проведено изучение почв. В период с 1945 по 1952 гг. геологическую съемку различных масштабов проводят А.Ф.Мушников, Д.И.Горжевский, Г.Б.Митич, О.Н.Белоусова. Под руководством В.Н.Козеренко этой группой геологов составлена геологическая карта Приаргунья масштаба 1:200 000.

С 1949 г. Читинским геологическим управлением были начаты систематические геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:50 000, к числу которых относятся исследования Х.Д.Лема (1953ф) в юго-западной части района, В.Л.Фишера (1956ф) на Кондуйском гранитном массиве, В.М.Огнева (1956ф) на юго-востоке района, И.К.Абрамова (1962ф и 1964ф) в бассейне р.Бырка, в Почекуевском хребте и хребте Маргуцек.

Из работ поискового и разведочного характера следует упомянуть исследования Е.Г.Ануфриевой и В.П.Дзядок (1956ф), изучавших месторождения Кличкинской группы, поиски угля в Западно-Урулунгуевской впадине (Рутштейн, 1953ф), поисковые работы Г.А.Русинова (1956ф).

Геофизические работы включают в себя гравиразведку, аэлектроразведку, магниторазведку, проводимые различными исследователями (Погудин, 1959ф; Давидов, 1949ф; Ануфриева, 1956ф; Флят, 1961ф; Абрамов, 1962, 1964ф; Сергиенко, 1964ф). С помощью этих работ уточнено размещение рудных зон, прослежены некоторые разрывные нарушения на Кличкинском рудном поле, в ряде мест установлены контакты между карбонатными и терригенными породами и детализировано расчленение отложений Западно-Урулунгуевской впадины.

Тематические исследования периода 1958–1968 гг. ставились с целью разработки стратиграфических схем нижнемеловых отложений (Писцов, 1962ф) докембрия и нижнего палеозоя (Князев, 1962; Степак, Химка и др., 1965ф). В результате этих исследований получены принципиально новые стратиграфические схемы, используемые при геологосъемочных работах. Внимание геологов привлекает также своеобразный Цаган-Олуйский гранитоидный массив (Белоусова, 1961ф; Вартанова, 1963ф; Лесняк, Синица, 1965ф). С.М.Синицей доказан палеозойский возраст большей части Цаган-Олуйского плутона, ранее относимого к среднеюрским интрузиям, по-новому освещена природа метаморфизма, широко проявленного в пределах Нерчинского хребта.

Недостаточная обоснованность и схематичность большинства имеющихся карт, расхождения в трактовке основных вопросов стратиграфии и магматизма не позволили использовать их для составления сводной карты листа М-50-ХУ.

В 1958–1960 гг., а затем в 1963–1964 гг. и 1967–1968 гг. авторы настоящей записки провели на всей территории листа геологосъемочные, тематические и редакционные работы, в которых приняли участие также М.А.Гуревич, А.И.Харламов, В.Н.Семенов, Н.М.Лесняк, О.Н.Белоусова. При составлении геологической карты листа М-50-ХУ использованы материалы тематических исследований С.М.Синицы (Лесняк, Синица, 1965ф), М.И.Степак, М.Н.Химки и др. (1965ф), геологические карты И.К.Абрамова (1962, 1964ф), материалы по гидрогеологии и четвертичным образованиям В.Н.Самойленко и М.И.Коржова (1966, 1967ф), которые являются авторами соответствующих разделов в настоящей записке. Автором описания стратиграфии тургинской и кутинской свит является С.М.Синица, главы "Полезные ископаемые" – М.М.Лебедева. Остальной текст написан М.Н.Химкой.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении описываемой территории принимают участие верхнепротерозойские, условно девонские, прокские, верхнепротерозойские-нижнемеловые и нижнемеловые отложения. Широко развиты рыхлые образования четвертичной системы.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Породы урулюнгуевской свиты (Pt₃u⁶) являются наиболее древними. Они пользуются широким развитием в пределах Кличкинского хребта, прослеживаясь от юго-восточной части района (гора Тут-Халтуй) на водораздел падей Дырбилкей-Шиноустуй, в окрестности совхоза им. К. Маркса, на хр. Маргудек. Небольшие разобщенные поля развития пород свиты имеются в районе пос. Кличка, а также к северо-востоку от совхоза Красный Великан.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается на правобережье пади Шиноустуй^{х/} (здесь и далее описание разрезов приведено снизу вверх):

1. Песчаники крупнозернистые кварцевые (до гравелитов), заполнитель пород кварц-серицитовый . . . 350 м
2. Частое переслаивание песчаников крупнозернистых, кварцевых и сланцев кварц-слюдистых, цемент пород кварц-слюдистый . . . 85 "
3. Гравелиты светло-серые кварц-серицитовые. . . 18 "
4. Переслаивание песчаников и сланцев кварц-слюдистых темно-серых . . . 20 "
5. Гравелиты и конгломераты мелкогалечные. . . 55 "
6. Частое переслаивание песчаников грубозернистых и сланцев кварц-слюдистых . . . 55 "

^{х/} Породы древнего комплекса (урулюнгуевская и быркинская свиты) по минеральным ассоциациям относятся к группе метаморфических сланцев с полностью сохранившимися текстурно-структурными особенностями исходных осадочных пород. Поэтому при описании пород комплекса применяются названия, характерные для нормально-осадочного ряда.

7. Конгломераты мелкогалечные и гравелиты . . . 58 м
8. Переслаивание гравелитов пепельно-серых и желтовато-серых и сланцев буровато-серых кварц-слюдистых . . . 40 "
9. Гравелиты до конгломератов мелкогалечных, заполнитель пород кварц-слюдистый. . . 75 "
10. Песчаники крупнозернистые, кварц-слюдистые, маломощные прослои сланцев буровато-серых слюдистых. . 35 "
11. Гравелиты кварцевые, заполнитель серицит-кварцевый . . . 190 "
12. Сланцы серые, темно-серые, бластоносаммитовой структуры, по составу кварц-серицитовые с примесью органического вещества . . . 60 "
13. Конгломераты средне- и мелкогалечные, заполнитель серицит-кварцевый . . . 140 "
14. Гравелиты и песчаники кварцитовидные . . . 275 "
15. Переслаивание гравелитов и сланцев серых кварц-серицитовых, содержащих органическое вещество . . . 18 "
16. Сланцы серые и темно-серые, кварц-серицитовые . . . 35 "
17. Переслаивание гравелитов и сланцев серых кварц-серицитовых с примесью органического вещества. . 18 "
18. Гравелиты, состоящие из зерен кварца, заполнитель серицит-кварцевый . . . 35 "
19. Доломиты серые, до светло-серых, мелкокристаллические, тонкогоризонтальнослоистые . . . 5 "
20. Песчаники среднезернистые, серицит-кварцевые. 15 "
21. Сланцы серицит-кварцевые, содержащие зерна рутила. Цвет породы светло-серый, зеленовато-серый . . 15 "
22. Конгломераты мелко- и среднегалечные . . . 25 "
23. Сланцы серые, темно-серые, реже зеленовато-серые, по составу серицит-кварцевые с рутилом . . . 30 "
24. Песчаники кварцитовидные, среднезернистые, желтовато-серые . . . 15 "
25. Сланцы серицит-кварцевые, темно-серые . . . 25 "
26. Доломиты светло-серые, скрытокристаллические. . . 2 "
27. Микросланцы светло-серые и желтовато-серые, серицит-кварцевые, содержащие линзы песчаников кварцитовидных среднезернистой структуры. В заполните-

ле песчаников, наряду с кварцем и серицитом, присутствуют карбонаты 45 м

Выше согласно залегают карбонатные породы нортуйской свиты (верхний протерозой). Общая мощность урулунгуевской свиты в данном разрезе 1739 м.

Литологический состав пород свиты по правобережью пади Дырбылкей существенно отличается от приведенного выше: там значительную роль играют микросланцы альбит-биотит-кварцевые с хлоритом и актинолитом и конгломераты. По правобережью пади Дырбылкей составлен следующий разрез:

1. Микросланцы контактово-измененные, зеленые и зеленовато-серые, по составу альбит-биотит-кварцевые, со значительной примесью хлорита и актинолита. В микросланцах содержатся или отдельные гальки, или скопления их (до 40%) и породы переходят в конгломераты. Несколько южнее породы данного горизонта переслаиваются с песчаниками и гравелитами бласто-псаммитовой структуры 250 м
2. Песчаники крупнозернистые, бластопсаммитовой структуры, серицит-кварцевые 30 "
3. Сланцы альбит-биотитовые, серые, зеленовато-буровато-серые 15 "
4. Частое переслаивание песчаников грубозернистых, серицит-кварцевых, бластопсаммитовой структуры и сланцев серицит-кварцевых, серого цвета, содержащих органическое вещество 40 "
5. Конгломераты мелко- и среднегалечные. Заполнитель серицит-кварцевый рассланцованный 25 "
6. Переслаивание песчаников крупнозернистых, бластопсаммитовой структуры и гравелитов 100 "
7. Микросланцы серицит-кварцевые с рутилом. . . 50 "
8. Доломиты массивные, скртокристаллические, светло-серого цвета I "
9. Микросланцы серицит-кварцевые с рутилом, линзы песчаников серицит-кварцевых с серицит-кварц-карбонатным заполнителем и доломитов 55 "

Общая мощность 566 м. Выше залегают породы нортуйской свиты.

В районе горы Тут-Халтуй и к северо-востоку от свх. Красный Великан в свите преобладают сланцы кварц-серицитовые, у контакта с раннепалеозойской интрузией превращенные в кварц-муско-

витовые и кварц-биотитовые разновидности. В верхней части разреза горы Тут-Халтуй появляются прослои кварцитовидных песчаников мощностью от 2 до 10 м. Здесь же наблюдаются маломощные прослои (1-2 м) карбонатных пород, приуроченные к верхней части разреза. Таким образом, как и в вышеописанных разрезах, в районе горы Тут-Халтуй картируется маломощная пачка перемежаемости терригенных и карбонатных пород, указывающая на постепенный переход от урулунгуевской свиты к нортуйской.

В хребте Маргупек, на площади около 20 км², в низах урулунгуевской свиты выделяются сланцы очковые хлорит-кварцевые, мощность которых достигает 500 м. Вверх по разрезу количество хлорит-серицитового цемента постепенно уменьшается, сланцы сменяются песчаниками кварцитовидными, бластопсаммитовой структуры. Мощность песчаников 50 м. Выше залегает пачка (70 м) серых или стального цвета кварц-серицитовых сланцев с органическим веществом. Общая мощность свиты на данном участке 620 м.

Южнее пос. Кличка выход урулунгуевской свиты занимает площадь всего около 1 км². Здесь сохранились лишь самые верхние горизонты свиты, разрез которых характеризуется наличием дресвинистых брекчий (80 м), вверх по разрезу сменяющихся песчаниками грубо- и мелкозернистыми, аркозовыми и кварцитовидными. Мощность отдельных слоев 3-7 м. Разрез венчается пачкой перемежаемости доломитов среднекристаллических и песчаников кварцитовидных, тонко-мелкозернистых. Мощность пачки перемежаемости 55 м. Общая мощность свиты в районе более 1500 м.

Для свиты в целом характерны быстрая смена пород различного состава, и особенно структуры по простиранию, и спорадическое появление зеленокаменных пород. Сопоставление разрезов как в пределах исследованного района, так и вне его выявляет общую закономерность - тяготение грубозернистых разновидностей пород к верхним частям разреза свиты, преобладание тонкообломочных пород (сланцев) в низах разрезов, повсеместное развитие пачки перемежаемости терригенных и карбонатных пород на границе с нортуйской свитой, занимающей более высокое стратиграфическое положение в разрезе древнего комплекса Приаргунья. Изучение слоистости пород урулунгуевской свиты выявило, наряду с горизонтальной, наличие косой, реже косоволнистой и горизонтальноволнистой слоистости, морфология которой, а также генетическая принадлежность позволили сделать вывод о формировании свиты в прибрежно-морских условиях.

Выделяемые в разрезах свиты породы принадлежат по генетической классификации к метаморфизованным нормально-осадочным и эффузивным типам. В группе нормально-осадочных терригенных пород выделяются конгломераты, гравелиты, песчаники и сланцы. Конгломераты образуют линзы и прослои, не имеющие четких границ с вмещающими породами. По крупности галек выделяются крупно-, средне- и мелкогалечные разности. Чаще всего встречаются среднегалечные конгломераты. Характерна плохая сортировка галечного материала как по размерам, так и по степени окатанности. Насыщенность гальками варьирует в широких пределах - от 35 до 75%. Состав галек однообразен и однотипен для всех разрезов: кварциты (70%), кварц, кварц-турмалиновые породы, кремненные сланцы. Заполнитель по типу базальный, редко - выполенения, неоднородный, перекристаллизованный, пленочный; по составу - кварц-полевошпатовый, кварц-серицитовый, альбит-биотит-кварц-эпидот-актинолитовый (последний образован, по-видимому, за счет граувакковых песчаников).

Гравелиты по составу обломочного материала и типу заполнителя не отличаются от конгломератов, преобладающий размер гравийного материала от 2 до 10 мм.

Песчаники, среди которых выделяются разности от грубозернистых до мелкозернистых, по составу кварц-полевошпатовые (аркозовые) и существенно кварц-серицитовые. Количество обломочного материала варьирует от 30 до 70%, размеры - от 0,05 до 2 мм. В кварц-серицитовых разностях обломочный материал представлен кварцем, обтекаемым кварц-серицитовым цементом, иногда кварц-хлоритовым с небольшой примесью биотита, турмалина, рутила. Тип цемента базальный, первичный состав его был, по-видимому, существенно глинистым.

Среди сланцев по составу выделяются серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, биотит-кварц-серицитовые и разности, содержащие примесь органического вещества.

Карбонатные породы для свиты не характерны. Они образуют редкие линзы и представлены в основном кристаллическими доломитами с небольшой примесью кальцита.

Минеральные парагенетические ассоциации (биотит, серицит, хлорит) указывают, что региональный метаморфизм, затронувший терригенные породы свиты, достиг биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

В группе метаморфизованных эффузивных пород на правом берегу пади Дырбылкей выделяются зеленокаменные сланцы - зелено-

вато-серые породы, микролепидогранобластовой с элементами нематобластовой или бластопорфировой структур. Состав пород - кварц, альбит, биотит, эпидот, актинолит; примеси - турмалин, магнетит, в экзоконтактной зоне гранитоидных массивов также гранат. Химический состав сланцев следующий: SiO_2 - 58,70; TiO_2 - 1,18; Al_2O_3 - 14,48; Fe_2O_3 - 1,73; FeO - 6,78; CaO - 5,15; MgO - 4,27; Na_2O - 3,67; K_2O - 1,45; п.п.п. - 2,76; сумма - 100,17; а - 10,3; с - 4,7; b - 17,3; s - 67,6; f' - 50,3; m' - 43,0; c' - 6,7; n - 77,3; t - 1,6; q - 9,6; a:c - 2,2.

По составу зеленокаменные сланцы отвечают андезит-базальтовым порфиритам. Парагенетические ассоциации: серицит, актинолит, хлорит, эпидот, альбит, биотит соответствуют фации зеленых сланцев (биотит-хлоритовой субфации). Конгломераты, выделяемые в этой группе, отличаются от сланцев лишь наличием плохой окатанности галек кварца и кварцитов, по размеру соответствующих среднегалечным разностям.

Возраст свиты определяется по ее положению в низах разреза древнего комплекса Приаргунья. В вышезалегающей нортуйской свите определены И.К.Королюк водоросли позднего протерозоя, на основании чего урулунгуевская свита отнесена к верхнему протерозою.

Нортуйская свита ($\text{Pt}_{3,11}$) впервые выделена Г.И.Князевым (1962). До работ Г.И.Князева все карбонатные породы Приаргунья относились к нижнему кембрию и параллелизовались с фаунистически охарактеризованной бистринской свитой из района пос.Газимурский Завод.

Нортуйская свита залегает согласно на урулунгуевской свите. Она широко развита в пределах Чиндачинского и Кличкинского хребтов, в бассейне пади Алкучанский Говин, на водоразделе падей Дырбылкей и Шиноустуй, в районе хр.Маргуцек и вблизи пос.Кличка.

Наибольшую площадь свита занимает в Кличкинском хребте. Так, на левобережье пади Кадаवासун, у контакта с породами урулунгуевской свиты, слагающей здесь ядро антиклинали, встречена толща сравнительно однообразных темно-серых известняков со значительной примесью битуминозного вещества. Известняки часто тонкогоризонтальнослоистые (слоистость типа сезонной). Мощность толщ не менее 1000 м. Верхняя часть свиты в данном разрезе отсутствует: породы нортуйской свиты по разрывному нарушению соприкасаются с отложениями урулунгуевской свиты.

На правобережье пади Кадаवासун в низах свиты преобладают доломиты светло-серые, скрытокристаллические, обычно массивной текстуры, образующие толщу мощностью около 800 м. Верхняя часть

свиты состоит из известняков темно-серых, обычно тонкогоризонтально-слоистых. В известняках встречаются сравнительно мощные (до 300 м) горизонты терригенных пород - обычно алевролитов рассланцованных, сланцев фидитовидных, реже алевролитов-песчаников. Как видно из описания, в данном разрезе существенную роль приобретают доломиты. Доломитовый состав свиты преобладает и по правому склону пади Дырбылкей, где Г.И.Князевым (1962) выделены:

1. Доломиты грубогоризонтально-слоистые, светло-серые, в основании свиты, непосредственно на пачке перемежаемости, венчающей разрез урулунгуевской свиты	50 м
2. Сланцы фидитовые	10 "
3. Доломиты грубогоризонтально-слоистые, светло-серые	150 "
4. Сланцы глинистые, лимонитизированные.	50 "
5. Пачка перемежаемости доломитов тонкослоистых и грубослоистых, темно-серого цвета, с маломощным прослоем сланцев глинистых	350 "
6. Доломиты грубослоистые и массивные, темно-серые	100 "
7. Доломиты тонкослоистые темно-серые	50 "
8. Доломиты тонкослоистые светло-серые.	70 "
9. Доломиты грубослоистые и массивные, светло-серого цвета	100 "
10. Доломиты грубослоистые, светло-серые, с маломощными (1-2 м) прослоями сланцев глинистых	200 "
11. Доломиты грубослоистые, серые, с прослоями кварцитовидных песчаников	400 "

Общая мощность 1530 м. Итак, в разрезе преобладают доломиты. Редко встречаются известковистые доломиты и доломитовые мергели, выделяемые лишь по данным химического анализа. Довольно часто в данном разрезе наблюдается окварцевание пород.

В районе пос.Кличка породы нортуйской свиты слагают крылья синклинальной складки, в южной части которой описан следующий разрез:

1. На пачке перемежаемости, заканчивающей разрез урулунгуевской свиты, залегают известковистые доломиты светло-серые до белых	80 м
2. Доломиты известковистые, мраморизованные, светло-серые и белые, скрытокристаллические.	30 "

3. Доломиты известковистые, мраморизованные, белые, розовые, среднекристаллические	200 м
4. Доломиты известковистые, мраморизованные, массивные, скрытокристаллические	170 "
5. Известняки доломитовые, серые и темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые, мелкокристаллические.	10 "
6. Известняки доломитовые, светло-серые	1 "
7. Известняки темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые	20 "
8. Доломиты известковистые средне- и мелкокристаллические, массивные, белые и розовато-серые.	90 "
9. Известняки мелкокристаллические, битуминозные, содержащие остатки водоросли <i>Dasycladaceae</i> sp. ^{х/}	180 "
10. Доломиты известковистые, мелко-среднекристаллические, светло-серые и белые, массивные	90 "
11. Известняки доломитовые, темно-серые, массивные	1 "
12. Доломиты светло-серые, массивные.	10 "
13. Известняки доломитовые, массивные, темно-серые.	1 "
14. Доломиты известковистые, мелко-среднекристаллические	40 "
15. Известняки доломитовые, среднекристаллические, горизонтально-слоистые, темно-серые	10 "
16. Доломиты массивные, светло-серые	35 "
17. Доломиты известковистые, темно-серые, мелкокристаллические	130 "
18. Известняки доломитовые, серые и светло-серые, массивные	65 "

Общая мощность свиты 1163 м.

В северном крыле складки обнажается лишь верхняя часть свиты. Здесь преобладают доломиты, подчиненное значение имеют известковистые доломиты.

В хр.Маргуцек в составе свиты И.К.Абрамов (1962ф) выделяет три толщи:

^{х/} Водоросли семейства (?) *Dasycladaceae* sp. по мнению К.Б.Кордэ, могут указывать на ордовикский возраст вмещающих пород, что противоречит выводам других исследователей.

1. Доломиты известковистые, массивные, реже грубослоистые, светло-серые 550 м
2. Переслаивание доломитов известковистых, грубослоистых, серых и известняков доломитовых. Последние преобладают 650 "
3. Известняки тонкослоистые, темно-серые, с прослоями доломитов известковистых 500 "

Мощность свиты 1700 м.

Породы нортуйской свиты, обнажающиеся в бассейне пади Алкучанский Говин и в Чиндачинском хребте, также представлены преимущественно доломитами и только отчасти известняками. Лишь на левобережье пади Засреднехребтовая, в низах свиты встречена толща доломитов светло-серых массивных, скрытокристаллических (200 м), вверх по разрезу сменяющаяся мергелями табачно-серого цвета, тонкогоризонтальнослоистыми мощностью до 200 м. Выше по разрезу располагаются известняки темно-серые, тонкогоризонтальнослоистые, битуминозные, слагающие толщу мощностью до 400 м. Общая мощность свиты не менее 1700 м.

Сравнивая приведенные разрезы, можно сделать вывод, что, за исключением левобережья падей Кадаवासун и Засреднехребтовая, в составе свиты преобладают доломиты. Известняки приурочены обычно к верхам разрезов или отсутствуют (разрез по пади Дырбылкей). Между обеими разностями карбонатных пород существуют, по-видимому, постепенные переходы. Увеличение роли известняков наблюдается в юго-западной части района.

Возраст свиты основан на определении единичных экземпляров водорослей *Conophyton* sp. и *Tunicathella* sp. (из коллекции Г.И. Князева, 1962), обнаруженных по пади Шиностуй и в аналогичных отложениях в районе пос. Ново-Цурухайтуй (к востоку от исследованного района). И.К. Королюк считает эти формы характерными для верхнепротерозойских пород.

Породы быркинской свиты выделяются в пределах Нерчинского хребта (в виде ксенолитов среди пород каменноугольных и среднеюрских интрузий) и к западу и северу от пос. Кличка. Отдельные ксенолиты в Нерчинском хребте относятся к нерасчлененной быркинской свите, для района пос. Кличка характерно развитие пород нижней быркинской подсвиты.

Нижняя подсвита (Pt_3^{b1}). Породы нижней подсвиты занимают площадь около 15 км² к западу и северу от пос. Кличка. Они слагают ядро синклинальной складки и с нижележащей нортуйской свитой соприкасаются по разлому широтного простирания. В разрезе

нижней быркинской подсвиты здесь залегают:

1. Алевриты буровато-серые, песчанистые 50 м
2. Песчаники кварцитовидные, гранобластовой структуры, бурные 20 "
3. Алевриты песчанистые, слюдисто-кварцевые, серые и темно-серые 15 "
4. Известняки массивные, скрытокристаллические, темно-серые 10 "
5. Сланцы кварц-слюдистые, серые, буровато-серые 70 "
6. Известняки горизонтальнослоистые, среднекристаллические, желтовато-серые 8 "
7. Сланцы кварц-слюдистые, серые, буровато-серые 15 "
8. Известняки слоистые, мелкокристаллические, серые и темно-серые 10 "
9. Сланцы кварц-слюдистые, темно-серые, содержащие органическое вещество 15 "
10. Песчаники кварцитовидные, бластопсаммитовой структуры, массивные, желтовато-серые и серые. 70 "
11. Сланцы кварц-слюдистые, лепидогранобластовой структуры, серые, буровато-серые, с примесью органического вещества 120 "
12. Конгломераты средне- и мелкогалечные. 20 "
13. Сланцы слюдисто-кварцевые, лепидогранобластовой структуры, серые и темно-серые, содержащие органическое вещество 100 "
14. Известняки битуминозные, среднекристаллические, слоистые, темно-серые до черных, с андалузитом. 10 "
15. Сланцы известковистые, серые, пепельно-серые. 15 "
16. Известняки темно-серые до черных, со скаполитом 40 "
17. Песчаники кварцитовидные, бластопсаммитовые с примесью органического материала. 40 "
18. Сланцы с большой примесью органического вещества, с рутилом, темно-серые
19. Маломощные прослои сланцев кварц-слюдистых и кварцитовидных алевритов-песчаников 280 "

Мощность отложений 908 м.

Терригенные породы свиты представлены сланцами, песчаниками, алевритами, конгломератами, редко микрокварцитами. Сланцы

преобладают; по составу они подразделяются на кварц-серицитовые, серицитовые с примесью органического вещества, кремнисто-глинистые. Структура пород микролепидобластовая, бластоалевропелитовая, фитагмопелитовая. В некоторых разностях органическое вещество присутствует в количестве 5-10%.

Песчаники существенно кварцевые, редко с окатанными зернами турмалина и циркона. Цемент пород базальный, серицит-хлорит-кварцевый, с зарождающимся биотитом, структура его бластоалевритовая. Гальки конгломератов хорошей окатанности, состоят из кварца, кварцитов, песчаников кварцитовидных, сланцев. Насыщенность гальками высокая. Заполнитель базальный, выполнения пор, по составу слюдисто-кварцевый, слюдистый с примесью органического вещества.

Парагенетические ассоциации показывают, что породы нижней быркинской подсвиты претерпели региональный метаморфизм, отвечающий условиям биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Возраст свиты устанавливается на основании ее стратиграфического положения в разрезе древнего комплекса Приаргунья. Образования ее согласно залегают на карбонатных отложениях нортуйской свиты и с предполагаемым несогласием за пределами территории листа, в районе с.Бырка (Степих, Химка и др., 1965ф) перекрываются породами уровской свиты, возраст которой соответствует верхнему протерозою - нижнему кембрию.

Быркинская свита нерасчлененная (Рt₃⁶¹). Отдельные ксенолиты, условно отнесенные к быркинской свите, приурочены к южным отрогам Нерчинского хребта. Наиболее крупный из них занимает площадь до 50 км² (район горы Ингидыр). Ксенолиты сложены терригенно-карбонатными образованиями, преобразованными в слюдяные, иногда силлиманитосодержащие сланцы, кварциты, а также мраморы с тремолитом, диопсидом, эпидотом и плагиоклазом. Ксенолит в районе горы Ингидыр, кроме парапород (гнейсов, порфиробластических сланцев), включает интенсивно метаморфизованные гранитоиды. Они образуют настолько мелкие тела, что изобразить их в масштабе карты не представляется возможным.

По материалам С.М.Синицы (1965ф) ксенолит приустьевой части р.Сухетуй и р.Бол.Нарын сложен чередующимися гнейсами, фельдшпатизированными и мигматизированными сланцами, гранитизированными амфиболитами и, в подчиненном количестве, карбонатными породами, насыщенными аплит-пегматоидными и гранитными выделе-

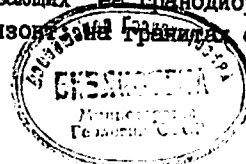
ниями кристаллобластовой структуры. Ксенолит, расположенный к югу от с.Паган-Олуй, сложен сланцами, метапесчаниками и карбонатными породами с линзами валунных сланцеватых конгломератов. Терригенные породы превращены в кварц-плагиоклаз-биотитовые и двуслюдяные, иногда гранат- и силлиманитсодержащие сланцы. Такой же состав характерен для заполнителя конгломератов, гальки и валуны которых представлены кварцитами, лейкократовыми и аплитовидными гнейсированными гранитами, метапесчаниками и биотитовыми гранито-гнейсами. Карбонатно-терригенные породы состоят из гранобластового агрегата кварца, основного плагиоклаза (65-80% анортита), порфиробласт амфибола, моноклинного пироксена и граната.

По мнению С.М.Синицы (1965ф), породы ксенолитов претерпели контактовый метаморфизм, связанный с каменноугольной интрузией, а затем наложенный на него в мезозое региональный метаморфизм. Условное отнесение этих пород к позднему протерозою основано лишь на общем сходстве с быркинской свитой Приаргунья.

ДЕВОНСКАЯ (?) СИСТЕМА

Милозанская толща (D7m₂). В 1967 г. авторами записки совместно с С.А.Музылевым и В.Д.Гуньным на юге территории была обнаружена своеобразная толща эффузивно-туфогенно-терригенных образований с горизонтами карбонатных пород. Ранее эффузивно-туфогенные образования включались в состав шадоронской серии верхней юры, а карбонаты относились к быстринской или нортуйской свитам. Однако изучение этой толщи показало, что входящие в ее состав вулканогенно-осадочные и карбонатные породы представляют собой единое целое, и карбонаты прослеживаются внутри толщи на большие расстояния как маркирующие горизонты. Подобная толща нигде в Забайкалье не была известна и потому ей было присвоено название милозанской по близрасположенному с.Соктуй-Милозан. Однако до сих пор ряд геологов (Б.Н.Пермяков, Н.С.Соловьев и др.) придерживаются прежних представлений о том, что такой толщи в природе нет и что выходы карбонатных пород представляют собой эрозионные окна древних толщ, перекрытых юрскими вулканитами.

Милозанская толща несогласно залегают на отложениях нортуйской свиты и на прорывающих ее гранодиоритах. В ряде мест наблюдался базальный горизонт, а гранитоиды обычно залегают



дресвянистые брекчии кварц-полевошпатового состава. На контакте с нортуйской свитой базальный горизонт представлен терригенно-карбонатным, ожезненным материалом, содержащим остроугольные обломки (до 1 см) доломитов. Породы напоминают седиментационные брекчии (район г.Улан-Чалон), мощность горизонта до 50 м.

В районе Чиндачинского хребта (от южного отрога горы Каэн-Тологой до подножья горы Чигиртуй) описан послойный разрез, который следует считать стратотипическим:

1. Кремнисто-карбонатные породы от светло- до темно-серого цвета 15 м
2. Алевриты кварцевые, тонкогоризонтально-слоистые 60 "
3. Кремнистые пелитовые породы светло-серого цвета с небольшой примесью карбонатного материала 140 "
4. Туфы кислого состава, буровато-серого цвета, с мелкими обломками стекла и полевого шпата 40 "
5. Кремнисто-карбонатные породы светло-серого цвета 15 "
6. Алевриты кварц-слюдистые и слудисто-кварцевые, часто с кремнистым цементом 80 "
7. Доломиты серые, тонкокристаллические, тонкогоризонтально-слоистые за счет разноокрашенных слоев. Имеются маломощные прослои алевритов кварц-слюдистых и песчаников полимиктового состава 270 "
8. Переменяемость доломитов и кремнисто-карбонатных пород. Доломиты преобладают, часто они содержат маломощные слои кремнистого материала 750 "
9. Туфы алевритистые, сильно измененные, содержащие обломки кристаллов полевого шпата. В горизонте отмечаются маломощные прослои и линзы туфоалевритов. . 150 "
10. Доломиты тонкокристаллические, темно-серые, с тонкими слоями (до 2 мм) кремнистых пород 30 "
11. Эффузивно-пирокластические породы сильно измененные, окварцованные, розовато-сиреневого цвета, пористые, содержащие обломки кварца, полевых шпатов (до 15%) 50 "
12. Пачка перемежаемости доломитов и эффузивных пород, часто афировых, красного, розового, коричневого цвета. В нижней части пачки преобладают эффузивы, образующие слои мощностью 20-30 м. Мощность слоев до-

митов 20 м. Она увеличивается в верхней части пачки до 85 м. Доломиты мелко- или скрытокристаллические, иногда интенсивно окварцованные, часто массивные, иногда с остатками стелющихся водорослей(?). . . 300 м

13. Доломиты мелкокристаллические, часто массивные, окварцованные, содержащие в верхней части горизонта "кокардовне" водоросли 200 "

14. Кластолавы кислого состава, розовато-коричневого цвета, афировые, содержащие в средней части маломощный (10 м) слой доломитов 60 "

15. Кластолавы, литокристаллокластические туфы от кислого до среднего состава, редкие пласты (до 10 м) доломитов 640 "

Общая мощность толщи достигает 2800 м. В районе горы Барон-Тэвалту наблюдается увеличение роли терригенных пород в составе мезозанской толщи, таких как среднезернистые, обычно кварцевые песчаники, карбонатные породы, иногда эпидотизированные, аргиллиты, кварциты, ожезненные кремнисто-пелитоморфные породы, слудисто-кварцевые сланцы, алевритопесчаники.

На водоразделе падей Карганатуй и Кундуй описан следующий послойный разрез толщи общей мощностью 2115 м:

1. Доломиты тонкокристаллические, темно-серого и серого цвета, содержащие слои кремнистого материала. В доломитах имеется линза (до 30 м) песчаников тонкозернистых, кварц-полевошпатовых 410 м
2. Песчаники тонкозернистые, желтовато-коричневые, существенно кварцевые и кварц-полевошпатовые. Цемент железистый. Породы неяснослоистые, содержащие маломощные линзы алевритовых песчаников 125 "
3. Переменяемость туфов литокристаллокластических и кристаллокластических кислого состава. 400 "
4. Кремнистые, карбонатно-кремнистые породы светло-серого цвета, скрытозернистые, неяснослоистые. В верхней части горизонта - алевриты существенно кварцевые, рассланцованные, редкие линзы туфов витрокластических 200 "
5. Переменяемость туфов витрокристаллокластических и литокристаллокластических с маломощными горизонтами кластолав кислого состава 155 "

6. Кремнистые и карбонатно-кремнистые породы тонкозернистые, массивные 20 м
7. Туфы преимущественно витрокластические и литокластические с маломощным (7 м) горизонтом туфолав кислого состава 200 "
8. Кремнистые породы тонкозернистые, иногда с заметной примесью туфового материала (до появления туфалевролитов) 60 "
9. Туфы кристаллокластические кислого состава 70 "
10. Кремнистые, карбонатно-кремнистые породы. В нижней части горизонта - песчаники кварцевые и кластолавы кислого состава. 75 "

II. Туфы кристаллокластические, маломощные прослои песчаников кварцевых, редкие покровы кластолав кислого состава, маломощные линзы доломитов 400 "

Как видно из описания разрезов, количество туфогенных пород в толще увеличивается с востока на запад, причем различные по генезису породы фациально замещают друг друга и не прослеживаются на большие расстояния.

Приведенные в табл. I результаты химических анализов не типичны для эффузивов и не поддаются пересчету по методу А.Н.Заварицкого. Для пород характерно выщелачивание, о чем свидетельствует низкое содержание щелочей. В отдельных случаях сравнительно высокое содержание окиси кальция обусловлено, по-видимому, новообразованным кальцитом. На присутствие вторичного кальцита и низкотемпературных гидроксилсодержащих минералов указывают и значительные потери при прокаливании. Для проб № III-21/I и IV-19/I характерно, по-видимому, вторичное окварцевание, что подтверждается повышенным содержанием кремнекислоты с одновременным заниженным значением глинозема. Несмотря на значительные отклонения от химического состава типичных изверженных пород, высокое содержание кремнезема дает основание отнести породы к кислым вулканогенным образованиям.

Возраст милозанской толщи в настоящее время слабо аргументирован, так как она не охарактеризована органическими остатками. Анализируя предварительные данные, позволяющие судить о ее возрасте, можно сделать следующие выводы:

I. Залегание пород толщи на размытой поверхности пород нортуйской свиты и гранитоидах раннепалеозойского возраста включает ее протерозойский возраст.

Таблица I

Химический состав эффузивных и туфогенных пород милозанской толщи

Полевой номер	Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
III-21/I	Чиндачинский хребет	82,2	0,2	3,6	2,2	0,7	0,03	3,0	0,7	0,1	5,0	0,05	99,58
III-32	Там же	70,8	0,9	16,4	2,1	0,2	0,02	1,3	Не обн.	0,1	7,4	0,10	99,62
IV-12	Водораздел гряды Карганатуй - Кундуй	79,2	0,6	11,1	2,3	0,5	0,04	0,4	"	0,1	5,0	0,16	99,80
IV-16	Там же	68,1	0,7	15,5	1,0	0,3	0,01	2,9	0,2	0,1	9,4	0,09	99,80
IV-19	"	74,8	0,7	15,4	1,2	0,4	0,01	0,5	Не обн.	0,1	6,5	0,10	100,01
IV-19/1	"	85,4	0,1	2,6	3,9	0,8	0,01	2,1	0,3	0,1	3,4	0,06	99,47
IV-22	"	72,0	0,9	16,8	2,4	0,3	0,01	0,3	Не обн.	0,1	6,8	0,14	99,96
IV-36	"	76,2	0,4	12,1	3,9	0,3	0,04	0,8	0,2	0,1	5,5	0,10	99,84

2. Наличие в составе толщи эффузивно-туфогенных образований и их внешнее сходство с породами шадоронской серии приводит некоторых геологов к неправильному выводу о принадлежности этих образований к эффузивно-туфогенной верхней юре. Как показывает изучение стратотипического разреза в районе с. Соктуй-Милосан, неотъемлемой частью толщи являются доломиты, образующие мощные горизонты и линзы среди эффузивно-туфогенно-терригенных образований. Аналогичные соотношения тех же горных пород видны в коренных выходах в районе горы Чигиртуй и Толстая Сопка. Для отложений юры, достаточно хорошо изученных в Забайкалье, не характерны признаки карбонатообразования. В связи с этим исключается возможность юрского и вообще мезозойского возраста рассматриваемой толщи.

3. Некоторое литологическое сходство рассматриваемый комплекс пород имеет с туфогенно-кремнисто-карбонатными образованиями окрестностей сел Нижняя Верея и Марьино, содержащими органические остатки девонского возраста. Исходя из последнего, возраст милосанской толщи принимается условно как девонский^{х/}.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

В пределах описываемой территории имеются отложения всех трех отделов юрской системы, принадлежащие к прибрежно-континентальным и континентальным образованиям. В разрезе прибрежно-континентальных отложений выделяются четыре свиты (акатувская, базановская, бохтинская и верхнегазимурская), охватывающие нижний и средний отделы. Они развиты на северо-западе и севере

^{х/} При обсуждении возраста милосанской толщи надо иметь в виду, что хотя она и лежит несогласно на протерозойских породах (в частности, на нортуйской свите), но образует вместе с протерозоем единый складчатый комплекс, дислоцированный в одном общем тектоническом плане (см. ниже главу "Тектоника"). Это дает основание предполагать не девонский, а более древний ее возраст - раннепалеозойский или даже протерозойский. Такому предположению как будто противоречит то обстоятельство, что эта толща лежит на размытой поверхности раннепалеозойских гранитов, но этот довод недостаточно основателен, так как возраст упомянутых гранитов твердо не доказан.

По аналогии с Зауралунгуевским массивом (см. прим. ред. к главе "Интрузивные образования") возраст этих гранитов может оказаться протерозойским. Основываясь на тесной связи милосанской толщи с комплексом древних геологических образований Приаргунской зоны Восточного Забайкалья, возраст милосанской толщи, скорее, нужно считать позднепротерозойским или раннепалеозойским, а не девонским, т.е. среднепалеозойским. - Прим. ред.

района. К континентальным образованиям относится калганская свита, являющаяся возрастным аналогом бохтинской (нижний - средний отдел юры), и породы шадоронской серии (верхний отдел юры).

Отложения прибрежно-континентальных фаций прослеживаются от пади Эке-Булак на северо-восток до р. Бирки. В верховьях пади Эке-Булак М. А. Гуревич составила послонный разрез, охватывающий акатувскую, базановскую и бохтинскую свиты. Разрез в общих чертах выдерживается в пределах всей территории.

Н и ж н и й о т д е л

Породы акатувской свиты (J_1^{ak}) залегают на размытой поверхности гранитов каменноугольного возраста. В разрезе свиты выделяются пять пачек:

1. Базальный горизонт представлен дресвянистыми брекчиями, состоящими из дресвы и обломков подстилающих гранитов и редко сланцев. В составе заполняющего обломочного материала содержится кварц, кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, гранат, циркон. Породы перекристаллизованы. Перекристаллизация связана с образованием широкой зоны динамотермального метаморфизма, достигающего амфиболитовой фации. По данным С. М. Синицы (1965ф), участками перекристаллизован не только заполнитель, но и обломочный материал. Мощность пачки до 30 м.

2. Алевролит-аргиллитовая пачка состоит из алевролитов и аргиллитов темно-серого цвета. В низах пачки содержится гранитная дресва, отдельные линзы дресвянистых брекчий и песчаников грубозернистых. В средней части пачки появляются аргиллиты, выше по разрезу содержащие слои (до 10 м) песчаников полимиктовых, увеличение количества которых вверх по разрезу обуславливает переход в пачку песчаников. Мощность 300 м.

3. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые. В нижней части пачки имеются многочисленные прослои алевролитов. Мощность отложений 130 м.

4. Алевролитовая пачка с редкими прослоями аргиллитов и песчаников. Алевролиты темно-серые и черные, тонкослоистые, с остатками растительного детрита. В верхней части алевроит-песчаники, переходящие в песчаники. Мощность пачки 175 м.

5. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые. Мощность 160 м.

Общая мощность свиты 795 м.

К нижней юре свита относится по аналогии с соседними районами (Рутштейн, 1968), где в области развития морских фаций, в онтаганской свите, занимающей аналогичное стратиграфическое положение, найдены нижнеюрские аммониты и пелециподы.

Базановская свита (J_1^{b2}) состоит в основном из конгломератов. Породы согласно залегают на отложениях акатуевской свиты. Контакт между свитами четкий. В разрезе свиты выделяются:

I. Пачка конгломератов среднегалечных с прослоями песчаников средне- и крупнозернистых. Гальки шаровидной или эллипсоидальной формы размером от 2–3 до 5–6 см (редко 20–30 см), состоят из песчаников полимиктовых, тонко- и мелкозернистых, алевролитов, гранит-порфиров, фельзит-порфиров, гранитов лейкократовых мелко- и среднезернистых порфировидных катаклазированных, гранодиоритов, кремнистых пород. Заполнитель – алевролит и среднезернистый песчаник, перекристаллизованный в зоне динамотермального метаморфизма с образованием кварц-полевошпатового с биотитом агрегата. Мощность пачки 400 м.

2. Конгломераты мелкогалечные. Гальки представлены в основном осадочными породами. В верхней части пачки – прослой песчаников полимиктовых, среднезернистых (40 м) с редкой галькой гранитов и алевролитов. Мощность 300 м.

3. Конгломераты мелко-среднегалечные (120 м), содержащие в верхней части прослой песчаников полимиктовых, мелкозернистых (50 м). Мощность сложенных 300 м.

Мощность базановской свиты 1000 м.

Н и ж н и й – с р е д н и й о т д е л

В разрезе бохтинской свиты (J_{1-2}^{bH}) согласно залегающей на базановской, выделяются две пачки:

I. Песчаниковая пачка, сложенная песчаниками полимиктовыми, мелкозернистыми. В низах пачки имеются линзы конгломератов мелкогалечных, алевролитов и алевролито-песчаников. Песчаники состоят из обломков кварца (47%), полевых шпатов (19%), сланцев слюдяно-кварцевых (23%), алевролитов углистых (9%), кремнистых пород (1–2%), пегматитов (1–2%). Цемент перекристаллизованный, кварц-полевошпатовый со скоплениями биотита и примесью углистого вещества. Тип цементации базальный, коррозионный и соприкосновения. Мощность пачки 300 м.

2. Конгломератовая пачка состоит из мелко- и среднегалечных пород, содержащих прослой песчаников, редко алевролитов. В средней части пачки имеется пласт песчаников, мощностью 50 м, мелко- и среднезернистых, полимиктовых с редкими гальками. В верхней части пачки увеличиваются размеры галек до валунов, состоящих, как правило, из гранитоидов. Мощность пачки 400 м.

Общая мощность свиты 700 м.

К северу (район с.Алгачи) в алевролитах бохтинской свиты обнаружена юрская флора.

В области развития морских фаций юры стратиграфическим аналогом свиты является онон-борзинская свита. Аммониты и пелециподы, найденные в ее отложениях, дают возможность отнести свиту к тоару, а верхние горизонты, возможно, к аалену.

Породы калганской свиты (J_{1-2}^{Hl}) в пределах рассматриваемой территории пользуются нешироким развитием. Они обнаружены к северу от пос.Кличка. Здесь на породах протерозоя залегает базальный горизонт, представленный конгломерато-брекчиями и дресвянистыми брекчиями. Размер обломков до 20–30 см. Состав их – сланцы, гранитоиды, доломиты, заполнитель – кварц-серицитового, реже карбонатного состава. Выше базального горизонта выделяется пачка перемежаемости песчаников полимиктовых, дресвянистых брекчий и конгломератов, слои которых быстро сменяют друг друга по простиранию. Имеются редкие линзы алевролитов с растительными остатками. Выше залегают песчаники серые, кварц-полевошпатовые, среднезернистые, с редкими гальками сланцев и гранитов, вверх по разрезу сменяющиеся конгломератами крупногалечными, иногда валуновыми. Гальки и валуны состоят из сланцев углисто-кремнистых, кварцевых порфиров и гранитоидов. Заполнитель базальный, полимиктовый, иногда карбонатный. Выше залегает пачка песчаников с линзами конгломератов мощностью до 10 м. Мощность свиты 800 м. Калганская свита считается аналогом бохтинской.

В алевролитах к северо-востоку от пос.Кличка Д.И.Горжевским найдены растительные остатки, определенные В.Д.Принадой как *Cladophlebis* sp., *Leptostrobis* sp., известные из юрских отложений района пос.Алгачи. Из пелеципод, собранных В.Н.Козеренко в соседнем районе (район с.Покровка), Ч.М.Колесников (1962 г.) установил род *Sibireconcha*, характерный для лаяса.

Верхнегазиму́рская свита (J_2^{vg}) широко распространена на севере района. Она согласно залегает на бохтинской. Для свиты характерно широкое развитие конгломератов, содержащих редкие прослои и линзы песчаников. Конгломераты преимущественно средне- и крупногалечные, но встречаются также валунные и мелкогалечные разновидности. Сортировка обломочного материала довольно плохая, окатанность галек хорошая. В районе с. Паган-Олуй в составе галек преобладают песчаники полимиктовые мелкозернистые, имеются также фальзит-порфиры, гранит-порфиры, граниты лейкократовые и биотитовые, иногда гнейсовидные и катаклазированные, гранодиорит-порфиры, туфы среднего и кислого состава, кремнистые породы. Заполнитель чаще всего песчанистый, полимиктовый, крупнозернистый, в зоне динамотермального метаморфизма перекристаллизован. Такими же песчаниками сложены редкие линзы и прослои в конгломератах. Мощность свиты более 2000 м.

По И.К.Абрамову (1964ф), в составе верхнегазиму́рской свиты в бассейне рек Бырка и Манкечур выделяются три пачки:

1. Конгломераты валунные (диаметр валунов до 75 см), в средней части содержащие прослой (8 м) конгломератов крупногалечных. Мощность пачки 32 м.

2. Конгломераты среднегалечные, плохо сортированные. Гальки хорошей, реже плохой окатанности. Прослой песчаников полимиктовых редки и маломощны (до 3 м). Мощность слоя 1000 м.

3. Конгломераты мелко- и среднегалечные, гальки хорошей окатанности. Содержатся слои песчаников мощностью 1-3 м, количество которых возрастает в верхней части разреза свиты. Мощность отложений 500 м. Общая мощность 1532 м. Литологический состав обломочного материала и заполнителя такой же, как и в описанных разрезах района с. Паган-Олуй. Стратиграфическое положение свиты дает возможность отнести ее с некоторой долей условности к средней яре.

Шадоронская серия (J_3^d)

Верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования развиты на двух участках: в бассейнах р. Бырки и на юге, в районе с. Соктуй-Милозан и свх. Красный Великан.

На северо-востоке исследованной территории породы шадоронской серии (к востоку от с. Васильевский Хутор) несогласно залегают на конгломератах верхнегазиму́рской свиты (Абрамов, 1964ф). На данном участке образования шадоронской серии разделяются на две толщи, разрезы которых можно представить в следующем виде (Химка, 1962ф; Абрамов, 1964ф):

1. Туфогенно-осадочные породы. В низах разреза залегают туфоконгломераты мелко-среднегалечные мощностью до 400 м. В верхах толщи преобладают туфопесчаники и туфы светло-серого до белого цвета. Мощность толщи 600 м. По направлению на восток она резко уменьшается до 150 м.

2. Эффузивная толща согласно залегает на туфогенно-осадочных породах. В ее строении наблюдается следующая закономерность: низы толщи сложены андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами, сменяющимися в верхах толщи андезито-базальтовыми разностями. Мощность пород 400 м.

Общая мощность серии 1000 м. Таким образом, описанный разрез характеризуется преобладанием умеренно кислых разностей в средней части и появлением более основных разностей эффузивных пород в верхах разреза.

По левобережью р. Урулунгуй, к югу от пос. Клички, породы шадоронской серии залегают на гранитоидах каменноугольного возраста. Разрез (Химка, 1962ф) на данном участке характеризуется наличием туфобрекчий кислого и среднего состава, образующих базальный горизонт (до 10 м), сменяющийся покровом андезитовых порфиритов. Выше залегают туфоконгломераты с маломощными прослоями пепловых туфов. Общая мощность разреза 200 м.

Верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования на разобщенных участках встречены к югу от с. Соктуй-Милозан, на левобережье пади Говин, на водоразделе падей Бургастуй и Барун-Бурдунгуй, в приустьевой части пади Увырвудук-Арал, к юго-западу от свх. Красный Великан. Они приурочены к северной части известного в литературе Шамянского верхнеюрского прогиба.

В разрезе шадоронской серии, изученном на юге А.И.Харламовым, выделяются следующие толщи:

- | | |
|---|-------|
| 1. Андезитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и их туфы | 300 м |
| 2. Дацит-андезитовые порфириты, дацитовые порфиры и их туфы | 200 " |
| 3. Туфоконгломераты, липариты, туфы и туфолавы кислого и умеренно кислого состава | 200 " |
- Общая мощность отложений 700 м.

Андезито-базальтовые порфириты характеризуются порфирowymi структурами с интерсертальной, диабазовой, микродацитовой и андезитовой основной массой; вкрапленники - андезин-лабрадор, авгит, роговая обманка. Среди андезитовых порфиритов преобладают роговообманково-плаггиоклазовые и пироксен-плаггиоклазовые разновидности, содержащие порфировые выделения андезина, биотита, роговой обманки, авгита, гиперстена. Имеются миндалекаменные разновидности. Структура основной массы андезитовая, микролитовая, пидотакситовая, интерсертальная, текстура флюидальная и массивная. В основной массе содержатся микролиты плаггиоклаза (кислый андезин № 32-36), продукты девитрофикации стекла и кварца.

Андезито-дацитовые, дацит-андезитовые порфириты и дацитовые порфиры, выделяемые как в южной, так и в северо-восточной частях района, состоят из умеренно кислого плаггиоклаза (№ 35-36), кварц-полевошпатового агрегата, кварца, пироксена, составляющих основную массу, а также из вкрапленников плаггиоклаза, биотита, пироксена и кварца. Эти породы встречаются обычно в средних и верхних частях разреза, но на некоторых участках не имеют столь строгой стратиграфической приуроченности.

Туфоконгломераты, совместно с туфопесчаниками, туфами и туфолавами на северо-востоке района приурочены к нижним частям, а на юге - к верхам разреза. Конгломераты состоят из галек (60-70%) размером 0,5-10 см, редко валунов. Преобладают гальки гранитоидов, метаморфических пород, песчаников, реже встречаются плохоокатанные обломки туфогенных пород, кварца, различных по составу порфиритов. Заполнитель-туфопесчаник, обычно среднезернистый, по типу базальный и соприкосновения. Редко встречается туфовый лавовый заполнитель.

В составе туфопесчаников выделяются зерна плаггиоклаза, микроклина, кварца, реже обломки песчаников, алевролитов, андезитовых порфиритов, кислого стекла. Тип цементации - соприкосновения, цемент - кварц-полевошпатовый с примесью чешуек бесцветных слюд и лавовых частиц.

Туфы по составу литокристаллокластические с обломками андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов, плаггиоклазов (кислых и средних), часто замещанных карбонатом, а также стекла, реже песчаников и сланцев. Связующая масса является продуктом разложения стекловатого базиса. На левом берегу пади Говин среди различных по составу порфиритов имеются маломощные (15-20 м) покровы туфобрекчий, агломератовых лав и туфолав тех же порфиритов. Породы состоят из угловатых обломков порфиритов, сцементированных туфолавовым цементом. В окрестностях оз. Нижний Калтан и пади Алкучанский Говин встречаются маломощные покровы (до 20 м) липаритов. Размеры покровов не позволяют выделить их в масштабе карты. Породы состоят из вкрапленников плаггиоклаза, кварца, санидина, биотита, основной массы, представленной криптофельзитовым кварц-полевошпатовым агрегатом.

Позднеюрский возраст вулканогенно-осадочных образований определяется несогласным залеганием их на породах верхнегазмурской свиты (на северо-востоке района), а также несогласным налеганием на них тургинской свиты, содержащей органические остатки позднеюрского - раннемелового возраста. На соседнем к востоку листе (М-50-ХУП), в левом борту р.Верхняя Борзя В.Ф.Дворянским и М.А.Дуковским в туфах шадоронской серии обнаружены *Tutuella cf. globosa* Ch. Kol., *Arguniella cf. undensis* Ch. Kol., характерные, по заключению Ч.М.Колесникова, для верхней юры Забайкалья. Сходная фауна обнаружена по р.Унде, где описан стратотипический разрез шадоронской серии (Гунбин, Синица, 1969).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тургинская свита ($J_3-Cr_1f_1$) распространена в Западно-Урулунгуевской впадине, в бассейне р.Бырка, в прибортовых частях впадины Алкучанского Говина и в пределах Даргатуйского хребта.

Отличительной чертой тургинской свиты, составляющей Западно-Урулунгуевскую впадину, является повсеместное присутствие в отложениях туфогенного материала. В районе с.Васильевский Хутор в основании свиты на андезитовых порфиритах верхней юры залегают конгломераты, конгломерато-брекчии и гравелиты, в заполнителе которых присутствует туфогенный материал. Выше залегают туфопесчаники с прослоями гравелитов, туфоалевролитов, туффи-

тов, реже алевролитов и аргиллитов. Мощность этой части тургинской свиты 50–70 м.

Наиболее полный разрез свиты изучен по скв. I, пройденной в 16 км к юго-западу от с. Васильевский Хутор, на левобережье р. Урулунгуй:

1. Переслаивающиеся грубо-, средне- и мелкозернистые туфопесчаники. Содержание пирокластического материала достигает 15–20%. В цементе присутствуют серповидные, копьевидные и рогульчатые пепловые частицы, замещенные кальцитом. Порода массивная, реже с неясной горизонтальной слоистостью. Прослой туфоалевролитов приурочены к верхним частям разреза. Здесь же появляются маломощные слои гравелистов. На глубине 544,6–542,9 м встречены раковины и створки остракод^{х/} и единичные моллюски, отнесенные к видам *Arguniella cf. ovalis* Ch. Kol., *Lep-testhes* sp. 245 м

2. Переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты с редкими слоями песчаников и туфов мощностью до 2 см. Слоистость пород тонкая, правильная, горизонтальная. На глубине 339,65–244 м обнаружены многочисленные остракоды *Ussuriocypris ussuriica* Mandelst II 3 "

Мощность тургинской свиты по скв. I 358 м. В бассейне р. Бирки на алевролитах и аргиллитах, описанных по скважине, залегает горизонт андезито-базальтов и базальтов, имеющий мощность до 200 м. Эффузивы составляют верхнюю часть свиты. Общая мощность тургинской свиты Западно-Урулунгуйской впадины 558 м.

К тургинской свите условно относятся также эффузивные породы Даргатуйского хребта (к северу от с. Соктуй-Милосан). По данным М. Н. Химки и А. И. Харламова, разрез свиты данного района можно представить в следующем виде:

1. Горизонт базальных конгломератов 120 м
 2. Андезито-базальты афировые, миндалекаменные. . 120 "
 3. Андезиты 100 "
 4. Дациито-андезиты, дацииты с маломощными линзами туфобрекчий того же состава 100 "
- Мощность толщи 400 м.

^{х/} Здесь и далее приведены списки остракод^{х/} в определении Соф. М. Синицы, моллюсков (пелеципод и гастропод) – в определении Ч. М. Колесникова.

К тургинской свите эффузивы Даргатуйского хребта отнесены на основании их большого сходства по составу и стратиграфическому положению с андезито-базальтами и базальтами тургинской свиты окрестностей с. Васильевского Хутора.

Конгломераты и конгломерато-брекчии тургинской свиты – бурные породы, состоящие на 75% из галек и валунов гранитоидов, алевролитов, песчаников, обломков порфиритов. В составе обломочного материала преобладают обычно подстилающие породы; заполнитель – песчаный, цемент-туфогенный, тонкообломочный.

Туфобрекчии и туфопесчаники по составу обломочного материала не отличаются от конгломератов. Туфовый материал в цементе псаммитов достигает 20%. Алевролиты и аргиллиты обычно содержат растительный детрит. Туффиты и туфы на 25% состоят из мелких обломков эффузивов.

Базальты (β) андезито-базальты (β_а) и их афировые разновидности – темно-серые, лиловые лавы с вкраплениями (до 20%) плагиоклаза, биотита, авгита, реже оливина. Основная масса состоит из андезин-лабрадора, темноцветных минералов, вулканического стекла. Структура офитовая, порфировая с микродиабазовой, интерсертальной, пилотакситовой основной массой. Миндалины размером 0,2–3 см выполнены халцедоном. Структура андезитов обычно порфировая с андезитовой пилотакситовой основной массой.

В составе дациито-андезитов (γ) преобладают биотит-плагиоклазовые разновидности, часто малоизмененные, вкрапления которых представлены андезином, биотитом и редко диопсидом. Структура андезитов обычно порфировая с андезитовой пилотакситовой основной массой. В дациитах появляются мелкие вкрапления кварца. Туфобрекчии состоят из крупных обломков дациито-андезитов, сцементированных пепловым материалом.

Самыми распространенными среди ископаемых органических остатков тургинской свиты являются моллюски и остракоды. В алевролитах нижних частей свиты в районе с. Васильевский Хутор (Абрамов, 1964ф) обнаружены остатки остракод: *Cypridea plotnitscova* Scoblo, *Darwinula contracta* Mandelst., *Timiriasevia polymorpha* Mandelst. и моллюсков: *Probalcalia cf. carinata* Ch. Kol., *P. aff. hydrobioides* Mart., *P. cf. undensis* Ch. Kol., *Unio cf. argunica* Ch. Kol., *Radix cf. undensis* Ch. Kol. В единичных небольших коренных выходах туфопесчаников, известных в 1 км к югу от с. Васильевский Хутор, встречены многочисленные остракоды и гастроподы: *Darwinula oblonga* (Roemer),

Cypridea aff. *sulcata* Mandelst., *C. cf. prognata* Ljub., *Timiriasevia polymorpha* Mandelst., *Lycopteroscypris* sp., *Probalca-lia gerassimovi* Reis., *P. cf. carinata* Ch. Kol. В этом же районе в темно-серых аргиллитах обнаружены тонкостенные пеллециподы: *Arguniella ovalis* Ch. Kol., *A. cf. sibirica* Ch. Kol., *Tropidina cf. orbiculata* Ch. Kol., *Limnocyrena cf. recta* Ch. Kol. Перечисленные остатки моллюсков и остракод известны из нижних частей разреза тургинской свиты Тургино-Харанорской и Ононской впадин, из низов разреза верхнего мезозоя Торейских впадин и из маякской свиты Аргунской впадины. Они указывают на позднеюрский - раннемеловой возраст вмещающих отложений.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения кутинской свиты (Ст. ¹/₁₆) выполняют значительную часть впадин Западно-Урулунгуевской и Алкучанского Говина. Они почти повсеместно перекрыты чехлом четвертичных образований. В составе свиты различаются тонкообломочные отложения с остатками озерной фауны и грубообломочные отложения аллювиального генезиса. Угли практически отсутствуют. В прибортовых частях впадин свита представлена грубо-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями алевролитов и аргиллитов. В центре впадины в разрезе преобладают алевропелиты.

Прибортовые фации изучены в районе с. Васильевский Хутор и по р. Бирке, где установлено залегание кутинской свиты на андезит-базальтах тургинской свиты. В 4,5 км к северу от с. Васильевский Хутор скв. 65 и шурфами вскрыт следующий разрез:

1. На андезит-базальтах залегают конгломерато-брекчии. Контакт неровный, извилистый, с падением на северо-запад под углом 15-25°. Конгломерато-брекчии состоят из слабоокатанных и остроугольных обломков андезито-базальтов и хорошо окатанных галек осадочных пород, напоминающих нижнеюрские . . . 0,5 м
2. Песчаники среднезернистые, буровато-серые с редкими гравийными обломками и маломощными прослоями конгломератов . . . 26 "

3. Конгломераты слабо сцементированные, средне-мелкогалечные. В составе галек наблюдаются осадочные породы фундамента . . . 7,9 м

Продолжением разреза являются разрез по скважинам, расположенным севернее, в долине р. Бирки. Это песчаники и конгломераты, сменяющиеся аргиллитами и алевролитами. Аналогичный разрез кутинской свиты вскрыт скважинами 10 и 56 в окрестностях с. Васильевский Хутор: в низах разреза залегают конгломераты, выше - песчаники, алевролиты и аргиллиты. В алевролитах обнаружены многочисленные остатки моллюсков: *Limnocyrena cf. ovalis* (Ramm.), *L. aff. pusilla* (Reis.), *Bithynia cf. leachioides* Mart., *Viviparus andreae* (Ramm.), и остракод *Cypridea punctilatae formis* Ljub., *C. cf. vitimensis* Mandelst., *C. pura* sp. nov., *Limnocypridea cf. subplana* Ljub., *L. tumulosa* Ljub., *Mongolianelis cf. khamariniensis* Gal., *M. palmosa* Mandelst., *Timiriasevia opinabilis* Mandelst., *T. tuberculata* Mandelst., *Lycopteroscypris* sp. (коллекция И.К. Абрамова, 1964ф).

Представительным разрезом кутинской свиты для центральных частей впадины может служить разрез скв. I, использованной при описании тургинской свиты. В этой скважине на аргиллитах и алевролитах тургинской свиты (интервал 60I-244, I м) согласно залегают:

1. Алевролиты с прослоями аргиллитов, песчаников, редких слоев мергелей. Слоистость тонкая, горизонтальная. В интервале 244,3-144,2 м в алевролитах обнаружены многочисленные остракодны *Cypridea prognata* Ljub., *C. impolita* Gal., *C. kizhingensis* Scoblo, *C. cf. sainschandensis* Ljub., *C. prynadai* Mandelst . . . 100 м

2. Алевролиты с прослоями аргиллитов, мелкозернистых песчаников и редкими слоями грубозернистых песчаников. В интервале 135-106 м определены крупные остракодны *Limnocypridea gramm* Ljub., *Zejaia* sp. . . 45 "

3. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты. Последние местами переходят в аргиллиты. В интервале 90-75,3 м встречены тонкостенные *Limnocypridea gramm* Ljub. . . 23 "

4. Плохо отсортированные песчаники, переходящие в гравелиты, переслаиваются с хорошо отсортированными песчаниками . . . 35 "

Общая мощность свиты 250 м,

К впадине Алкучанского Говина, сформировавшейся на древнем фундаменте и частично наследовавшей Шамянскую наложенную верхнеюрскую структуру, приурочены нижнемеловые слабоугленосные отложения, полностью перекрытые мощным (до 35 м) чехлом четвертичных отложений. По данным К.А.Беллева (1938ф), они представлены однообразной толщей глин темно-серого, зеленовато-серого и черного цвета с включениями растительного детрита, иногда редкой щебенкой эффузивов. В глинах К.А.Беллев отмечает редкие тонкие прослойки бурых углей мощностью до 5 см. Мощность кутинской свиты не установлена, так как скважины не доведены до фундамента. Раннемеловой возраст отложений принят К.А.Беллевым на основании определения остатков эстерий и рыб, но, к сожалению, список фауны в его отчете отсутствует.

Многочисленные остатки моллюсков и остракод, найденных в Западно-Урулунгуевской впадине, аналогичны фауне из нижних и средних частей кутинской свиты Тургино-Харанорской, Арбагаро-Холбонской впадин, из верхних частей безугольного разреза верхнего мезозоя Торейских впадин и из отложений мангутской свиты Ононской впадины. Эти остатки указывают на начало - середину раннего мела.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения представлены рыхлыми образованиями различных генетических типов, подразделенными на ниже-верхнечетвертичные, верхнечетвертичные - современные и современные.

Н и ж н е - в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{I-III})

Отложения этого возраста относятся к аллювиальным, пролювиально-аллювиальным и озерно-аллювиальным фациям.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я приурочены к низам разреза четвертичных образований крупных речных долин, открывавшихся в Западно-Урулунгуевскую впадину, а также падей бассейна Алкучанского Говина, Уртуя, Карганатуя и ряда других. Они повсеместно представлены галечниками с валунами, щебнем и песчано-гравийным материалом. Характерно почти полное отсут-

ствие глинистой фракции. Мощность аллювия достигает 22 м.

П р о л ю в и а л ь н о - а л л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я слагают предгорные пологонаклонные равнины, расположенные вдоль северо-западного и юго-восточного склонов Западно-Урулунгуевской впадины на всем ее протяжении при ширине соответственно от 2 до 9 км и от 1,5 до 6 км. Разрез отложений предгорных равнин изучен многочисленными скважинами. Установлена резкая фациальная изменчивость характеризуемых образований и значительные колебания их мощности. В одних участках в разрезе преобладает аллювиальный материал, в других - делювиально-пролювиальный.

Представление о первом типе разреза дает описание скважины в низовьях пади Золотая, которой вскрыты (сверху):

1. Суглинок с гравием, галькой и дресвой гра- нитов (до 30%)	5,2 м
2. Песчано-гравийные отложения с галькой.	8,8 "
3. Супесь с незначительным количеством гра- вия и гальки	27 "
4. Песок разнoзернистый с гравием и галькой (до 40%)	12,7 "
Суммарная мощность разреза 53,7 м.	

Разрез делювиально-пролювиальных образований в районе свх.им.К.Маркса следующий (сверху):

1. Суглинок с гравием (45-50%) и гнездами крупнозернистого песка	2 м
2. Гравий средней окатанности, хорошо окатан- ные гальки. Заполнитель песчаный	5 "
3. Глина песчанистая с небольшим количеством гравия	31 "

В продольном сечении предгорных равнин наблюдается частая смена делювиально-пролювиальных и аллювиально-пролювиальных типов осадков. Последние обычно наблюдаются на продолжении речных долин и, по-видимому, связаны постепенными переходами с вышеописанными аллювиальными отложениями. Доля аллювия наиболее значительна в отложениях по левобережью р.Урулунгуя, что объясняется наличием в этой части впадины многочисленных речных долин, поставлявших обломочный материал. Вблизи юго-восточного склона впадины, где речные долины имеют в основном небольшую протяженность, в разрезе ниже-верхнечетвертичных отложений преобладает делювиально-пролювиальный материал, характеризующийся плохой сортировкой, наличием значи-

тельного количества глин и суглинков, примесью неокатанных и слабоокатанных обломков. В направлении от склонов к центру впадины наблюдается уменьшение размеров обломочных частиц, улучшение сортировки материала и изменение мощности отложений от 5 до 60 м.

В центральной части впадины развиты озерно-аллювиальные отложения, перекрытые верхнечетвертичными - современными осадками такого же генезиса. Разрез их в районе урочища Передний Булум следующий (сверху):

1. Гравий с глинистым заполнителем	31 м
2. Песок разномзернистый с гравием и редкими гальками	5 "
3. Суглинок с прослоями гравия	5 "
4. Песок разномзернистый глинистый с редкими гальками	8 "

В северо-восточной и центральной части впадины в разрезе озерно-аллювиальных отложений преобладает галечный и гравийный материал, в юго-западной - глинистый. Возраст охарактеризованных отложений определяется на основании находок остатков позвоночных, определенных Э.А. Вангенгейм как *Lepus* sp., *Equus caballus* subsp., *Saiga* cf. *tatarica* L., *Bison* sp. - коллекция В.Н. Самойленко, 1968 г. и *Rhinoceros antiquitatis* (Огнев и др., 1958ф), что позволяет датировать вмещающие породы плейстоценом.

Верхнечетвертичные - современные отложения (Q_{III-LV})

Отложения этого возраста образовались в различных фациальных условиях.

Озерно-аллювиальные отложения распространены в пределах плоской равнины центральной части Западно-Урлунгуевской впадины. Они согласно залегают на более древних отложениях того же генезиса и связаны с ними постепенным переходом. Граница между этими отложениями проводится условно по появлению в разрезе пород со значительной примесью глинистого материала, отражающему изменение климатических условий. Озерно-аллювиальные отложения представлены песками и глинами с прослоями гравийно-галечного материала. Мощность их колеблется от 3 до 11 м.

В пределах Западно-Урлунгуевской впадины в понижениях рельефа, расположенных на продолжении долин притоков, наблюдаются пролювиально-аллювиальные отложения, аналогичные по составу и условиям образования более древним отложениям того же генезиса. Они отличаются от последних меньшими размерами обломочного материала и большим содержанием тонкозернистых фракций. Это преимущественно илистые и глинистые пески с примесью или прослоями суглинков, гальки, гравия. Мощность их составляет 3-10 м.

В долинах и в приустьевых частях мелких падей формируются пролювиальные образования, имеющие мощность от 2-5 до 25 м и представленные несортированным щебнисто-глибовым и песчано-глинистым материалом.

В протяженных речных долинах выделяются аллювиальные отложения. В средней части долины пади Бутуцей изучен следующий разрез аллювия (сверху):

1. Суглинок	1,6 м
2. Гравийно-галечные отложения с редкими валунами, содержащие примесь супеси и суглинка	4,4 "
3. Переслаивание суглинков, супесей и глин, содержащих незначительное количество гравия, гальки и валунов	27,6 "
4. Супесь с гравием и галькой	2,4 "

Мощность разреза 36 м.

Разрез аллювиальных отложений обычно невыдержан и характеризуется резкими изменениями соотношения крупно- и мелко-обломочных пород. Мощность их составляет 18-20 м, иногда достигая 40-50 м. Аллювиальные отложения фациально переходят в аллювиально-пролювиальные, а последние, в свою очередь, тесно связаны с озерно-аллювиальными. С другой стороны, аллювиальные отложения фациально замещаются делювиальными склонов. Такое замещение наблюдалось, в частности, в низовьях пади Бурлункуйской, где шурфом вскрыты (сверху):

1. Супесь с плохо окатанной галькой и щебнем	0,3 м
2. Песок разномзернистый с галькой, гравием и гнездами суглинка	2 "
3. Суглинок со щебнем	5,9 "
4. Песок разномзернистый	0,2 "
5. Суглинок	1,6 "

В этом разрезе слои 2 и 4 имеют аллювиальное происхождение, а остальные породы - делювиальное.

Делювиальные образования, развитые в нижних частях склонов, представлены, главным образом, суглинками, реже супесями и глинами с различным содержанием щебня, дресвы и глыб.

Вдоль юго-восточного склона Западно-Урулунгуевской впадины развиты барханы высотой от 2 до 8 м, а в устьевой части пади Кайластуй известен бархан 40-метровой высоты. Эоловые отложения представлены тонко- и мелкозернистыми пылеватými песками с прослоями погребенных почв.

Палинологическим анализом в нижних частях разрезов охарактеризованной возрастной группы пород установлена пыльца *Gramineae* gen. sp. (4%), *Artemisia* sp. (32%), *Chenopodiaceae* gen. sp. (44%), *Caryophyllaceae* gen. sp. (10%), *Compositae* gen. sp. (10%). По заключению М.И. Лешуковой, приведенный спектр характеризует холодные климатические условия, имевшие место в верхнем плейстоцене (зырянский век). Формирование охарактеризованных отложений охватывало весь голоцен и продолжается до настоящего времени.

Современные отложения (Q_{IV})

К современным отнесены озерные, элювиальные и делювиально-солифлюкционные образования крутых склонов и верхних частей пологих склонов.

Озерные отложения развиты в осевой части Западно-Урулунгуевской впадины, где они заполняют небольшие озерные котловины и представлены илами, суглинками, глинами, глинистыми песками, реже галечниками. Мощность их редко превышает 5 м.

Элювиальные отложения развиты на поверхности водоразделов. Они представлены продуктами физического выветривания коренных пород - суглинками, супесями и глинами с различным количеством щебнисто-дресвяного материала и глыб. Мощность не более 5 м. Элювиальные образования постепенно переходят в делювиальные, имеющие тот же состав и мощность до 6 м. На склонах северной экспозиции делювиальные образования иногда переработаны солифлюкционными процессами. Обвално-осыпные образования развиты на небольших участках.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы, занимающие большую часть площади, разделяются на раннепалеозойские, каменноугольные и юрские.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (r_{Pz_1})

Раннепалеозойские интрузивные породы представлены гранитами, слагающими в восточной части Кличкинского хребта крупный массив, известный в литературе под названием Заурулунгуевского. Массив имеет удлинённую форму и при ширине от 10 до 25 км прослеживается от долины р. Урулунгуй в юго-восточном направлении на 40 км и далее за пределы территории листа. К северу от этого массива наблюдается крупный ксенолит сложных счёртаний тех же гранитов внутри более молодой интрузии. На правом берегу пади Дырбылхей закартированы небольшие штоки - спутники основного массива. Выход раннепалеозойских гранитов площадью около 25 км² известен на южном отроге Чиндачинского хребта.

Заурулунгуевский массив занимает несогласное положение по отношению к структурам вмещающих пород, хотя на отдельных участках линии контактов совпадают с простиранием верхнепротерозойских складок. Плоскости контакта круто погружаются под вмещающие породы и только в районе горы Тут-Халтуй по замерам гнейсовидности в гранитах намечается погружение контакта к центру массива. Заурулунгуевский массив сложен однородными, преимущественно массивными биотитовыми гранитами, которые лишь в зоне эндоконтакта шириной в несколько метров приобретают мелкозернистую структуру. Иногда в гранитах наблюдается гнейсовидная текстура, в одних случаях совпадающая с ориентировкой контактовых поверхностей, в других - занимающая секущее положение по отношению к ним.

Граниты представляют собой равномерно-крупнозернистые, реже резко порфировидные породы серого, розовато-серого и зеленовато-серого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая. Состав: андезит - 25%, микроклин - 35%, кварц - 35% и хлоритизированный биотит - 3%, реже до 10%. Акцессорные минералы - циркон, турмалин, сфен, монацит, апатит и рудный минерал. В порфировидных разностях крупные кристаллы представлены калие-

Химический состав горных

Оксиды	Палеозойские интрузии								
	1069	1070	2250	2251	756	16/00	598 т/2	759-т	813 т/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71,32	70,02	74,31	78,14	78,00	72,50	67,92	70,00	68,04
TiO ₂	-	0,15	0,10	-	0,08	0,17	0,42	0,57	0,45
Al ₂ O ₃	16,42	19,38	14,49	11,49	12,00	14,00	15,78	14,13	16,04
Fe ₂ O ₃	0,04	0,10	0,20	0,17	-	0,59	0,95	2,22	0,71
FeO	2,90	1,90	2,87	1,46	1,35	2,29	2,22	2,44	2,22
MnO	0,02	0,04	-	0,05	0,02	0,05	0,05	0,01	0,05
MgO	0,74	0,37	0,33	0,23	0,28	0,45	0,99	0,98	1,15
CaO	1,75	1,69	0,88	0,46	0,08	1,67	3,26	2,56	3,32
Na ₂ O	4,22	3,81	5,25	3,52	1,10	3,32	4,53	4,47	4,71
K ₂ O	3,34	3,10	2,25	4,17	6,52	4,95	3,44	3,00	3,00
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,06	0,18	0,14	0,17
П.п.п.	0,21	0,16	0,08	0,14	-	0,34	0,41	-	0,26
Сумма	100,96	100,72	100,77	99,83	99,43	100,69	100,15	100,52	100,12
Числовые характеристики									
a	13,5	12,1	13,9	12,9	11,2	14,1	14,9	13,8	14,6
c	2,0	1,9	1,0	0,5	0,1	2,0	3,0	2,2	3,3
b	7,2	10,8	5,5	2,3	5,3	3,5	5,5	6,5	5,3
a	77,3	75,2	79,6	84,3	83,4	80,4	76,6	77,5	76,8
a'	47,8	78,5	41,9	22,2	69,9	3,8	-	-	-
r'	36,0	16,1	48,8	61,1	21,7	75,5	53,1	63,3	50,0
m'	16,2	5,4	9,3	16,7	8,4	20,7	30,9	24,5	37,2
c'	-	-	-	-	-	-	16,0	12,2	12,8
n	65,7	64,9	78,2	56,0	20,7	50,5	66,8	69,4	70,4
φ	-	0,6	2,3	5,5	-	15,1	14,8	28,6	10,3
t	-	0,2	0,1	-	0,1	0,2	0,4	0,6	0,4
q	25,6	24,3	30,4	42,3	44,3	30,6	20,4	25,2	21,1
a:c	6,7	6,4	13,9	25,8	112,0	7,0	5,0	6,3	4,4

пород территории листа М-50-ХУІ

Каменноугольные интрузии										
813т/2	1086	992	4250	4239а	1067	129 т/2	199 т	230 т	2258	3802
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
67,32	70,35	65,35	69,70	69,80	71,60	71,08	70,61	69,40	74,00	72,75
0,41	0,37	0,42	0,20	0,40	0,37	0,30	0,37	0,62	0,35	0,10
16,44	14,28	15,30	14,50	14,10	13,94	14,62	14,46	14,94	13,40	14,21
0,95	0,29	2,64	1,52	1,20	0,17	0,52	0,98	0,11	2,30	0,70
2,15	2,80	3,76	2,44	2,00	2,30	2,22	2,11	3,13	0,31	1,36
0,05	0,12	0,16	0,12	0,05	0,05	0,03	-	0,04	0,24	0,05
0,99	0,70	0,50	0,82	0,81	0,30	0,73	0,70	0,77	1,57	0,27
3,54	2,38	2,69	2,04	1,78	1,90	1,61	1,42	1,83	0,31	0,70
4,14	4,19	3,72	3,13	3,46	3,00	3,63	3,15	3,17	1,24	2,69
2,99	3,47	3,70	4,37	4,14	5,27	5,47	6,05	4,68	3,94	6,26
0,18	0,13	0,18	0,14	0,17	0,10	0,11	0,13	0,16	0,18	0,13
0,56	-	0,72	0,43	1,35	0,85	-	0,15	0,24	1,57	0,26
99,72	99,08	99,14	99,41	99,26	99,85	100,42	100,13	99,09	99,41	99,48
по А.Н.Заварицкому										
13,6	14,0	13,7	13,1	13,6	14,0	15,4	15,4	13,7	7,9	14,6
4,3	2,4	3,3	2,5	2,2	2,2	1,8	1,7	2,2	0,3	0,9
4,6	4,6	7,2	6,0	5,0	2,9	3,8	4,3	5,8	12,9	4,2
77,5	79,0	75,8	78,4	79,2	80,9	79,0	78,9	78,3	78,9	80,3
-	-	5,8	18,0	16,2	-	-	3,3	27,6	63,6	48,4
62,7	63,8	82,5	59,5	56,8	80,9	63,8	68,4	50,6	17,2	42,2
37,3	24,6	11,7	22,5	27,0	16,7	31,0	28,3	21,8	19,2	9,4
-	11,6	-	-	-	2,4	5,2	-	-	-	-
67,7	65,1	60,6	52,1	55,5	46,4	50,4	44,2	50,7	32,5	39,8
17,9	5,8	30,1	20,2	19,0	4,8	10,3	20,0	1,1	13,8	12,5
0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,7	0,3	0,1
23,5	27,6	20,9	28,1	29,0	31,6	25,4	25,0	27,0	41,7	30,5
3,2	5,8	4,2	5,2	6,2	6,4	8,5	9,1	6,2	26,3	16,2

Таблица 2

Оксиды	Каменноугольные интрузии					Юрские				
	3810	4057	4099	4099a	2178	38a	205т	844т	58т/1	157т
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	75,60	75,75	76,00	77,20	75,37	69,54	74,88	70,36	70,92	70,20
TiO ₂	0,12	0,08	-	0,16	0,08	0,45	0,27	0,35	0,40	0,40
Al ₂ O ₃	11,90	11,90	12,40	11,90	14,95	15,88	12,98	14,82	14,56	15,23
Fe ₂ O ₃	0,98	0,95	-	0,08	-	0,76	0,36	0,40	0,02	0,46
FeO	1,43	1,50	2,15	1,58	0,88	1,48	1,86	2,15	2,56	3,08
MnO	0,12	0,05	0,02	0,05	-	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05
MgO	0,27	0,25	0,30	0,16	0,03	0,70	0,25	0,55	0,69	0,65
CaO	0,63	0,45	0,54	0,16	0,76	1,45	1,02	2,04	1,53	1,99
Na ₂ O	1,87	2,29	3,42	2,55	2,83	3,50	3,34	3,12	3,38	3,73
K ₂ O	5,93	5,57	4,64	5,19	4,35	4,57	4,84	5,18	4,76	4,57
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,08	0,12	0,06	0,13	0,06	0,11	0,15	0,20
П.п.п.	0,52	0,45	0,15	0,26	0,18	0,56	0,14	0,22	0,12	-
Сумма	99,47	99,37	99,70	99,41	99,49	99,06	100,06	99,35	99,15	100,56
Числовые характеристики										
a	12,4	12,5	13,6	12,3	11,9	14,0	13,8	14,3	14,0	14,5
c	0,8	0,5	0,6	0,2	0,9	1,7	1,2	2,5	1,9	2,4
b	4,0	4,3	3,4	4,0	6,1	6,6	3,0	3,7	4,9	4,9
s	82,8	82,7	82,4	83,5	81,1	77,77	82,0	79,5	79,2	78,2
a'	36,1	40,9	28,8	57,2	86,1	52,0	15,6	9,0	26,0	12,2
f'	54,1	50,0	57,7	36,5	12,8	30,6	71,1	65,5	50,7	66,2
m'	9,8	9,1	13,5	6,3	1,1	17,4	13,3	25,5	23,3	21,6
c'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n	32,4	38,7	52,6	42,7	49,4	53,6	51,2	47,9	51,9	56,0
ψ	19,7	18,2	-	1,6	-	9,2	11,1	10,9	-	8,1
t	0,1	0,1	-	0,2	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4
q	40,0	39,9	37,0	42,2	37,5	25,7	35,2	27,9	28,3	24,5
a:c	15,5	25,0	22,6	61,5	13,2	8,2	11,5	5,7	7,4	6,0

П р и м е ч а н и е. Анализы I-3 - гранит (γPz_1): I - левый борт пади могойтуй; 4-5 - грейзенизированный гранит (γPz_1): 4 - там же, 5 - правый борт 8 - седловина между горами Мал.Кадая и Тут-Халтуй, 9 - верховье пади Зул-массив, 13 - Эке-Булакский массив, 14 - там же, 15 - падь Часовая; 16-18 - гранит ($\gamma_4 C$): 19 - Булзагайский массив, 20 - падь Сухой Залсор, 21 - падь падей Тарбазитуй и Карагантуй; 26-28 - гранит ($\gamma_1 J_2 C$): 26 - падь Могойтуй, нит ($\gamma_2 J_2 C$): 29 - водораздел падей Байца и Засулай, 30 - падь Бол.Нарын, дел падей Сухетуй и Бол.Нарын, 34 - верховье пади Бол.Нарын, 35 - падь Бырка, там же; 39-41 - диорит ($\delta J_3 K$): 39 - Савинский шток, 40 - там же, 41 - там Образцы I-4, 25 - из коллекции И.К.Купалова-Ярополка (1939 г.); 5, 12-ции М.М.Синицы (1965 г.); 37, 38 - из коллекции В.В.Аристов (1954 г.); 39,

интрузии											
163т/6	547т/1	840т	1829	513т	827т	1807	1808	932	929	2047	2052
31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
69,44	71,80	72,10	70,70	71,60	72,66	70,54	68,50	46,20	51,79	54,94	52,54
0,52	0,40	0,20	0,43	0,42	0,02	0,38	0,58	1,15	0,68	1,40	1,04
14,76	14,42	14,62	14,45	14,68	14,69	15,71	12,13	17,74	16,81	17,02	18,87
0,51	0,26	0,20	0,30	0,04	0,69	1,68	4,57	2,42	1,55	5,12	0,91
2,58	2,01	2,22	2,50	2,15	2,07	0,28	1,94	10,24	5,31	4,71	7,37
0,06	0,06	0,01	-	0,04	0,01	0,04	0,06	0,22	0,12	-	0,13
0,66	0,69	0,53	0,60	0,66	0,53	0,26	0,75	6,56	7,76	2,71	4,40
1,94	1,68	1,42	1,40	1,32	1,36	1,01	2,29	8,90	10,05	5,15	8,86
3,32	3,29	3,08	3,08	3,49	3,23	3,27	3,61	1,86	2,30	5,35	2,00
5,04	5,11	5,18	5,52	5,08	5,16	5,15	3,51	1,98	1,20	2,33	1,30
0,17	0,14	0,10	0,14	0,10	0,09	0,07	0,11	0,29	0,11	-	0,17
0,18	0,20	0,02	0,40	0,20	0,03	1,10	1,46	3,12	2,15	1,87	2,91
99,18	100,06	99,68	99,52	99,78	100,54	99,49	99,51	100,68	99,83	100,60	100,33
по А.Н.Заварицкому											
14,5	14,3	13,8	14,4	14,6	14,0	14,3	12,8	7,4	6,3	15,3	6,8
2,4	2,0	1,7	1,7	1,5	1,6	1,2	1,6	9,0	7,2	4,0	10,1
4,3	3,8	4,8	4,8	4,5	5,0	6,0	8,1	27,0	31,6	16,0	18,0
78,8	79,9	79,7	79,1	79,4	79,4	78,5	77,5	56,6	54,9	64,7	65,1
7,8	14,0	37,0	25,0	32,4	34,2	64,4	-	-	-	-	-
67,2	56,2	45,2	54,2	44,1	48,7	28,9	70,8	46,8	18,7	55,5	47,6
25,0	29,8	17,8	20,8	23,5	17,1	6,7	15,0	43,6	38,5	29,0	44,3
-	-	-	-	-	-	-	14,2	9,6	42,8	15,5	8,1
50,0	49,5	47,4	46,0	50,9	49,1	49,1	61,0	58,8	74,0	77,9	69,6
9,4	5,3	2,7	5,5	-	10,5	24,4	47,5	8,0	3,8	27,6	4,9
0,5	0,4	0,2	0,4	0,4	-	0,4	0,7	1,8	1,0	2,0	1,5
24,9	29,2	30,1	27,7	28,1	29,2	27,2	27,8	-10,6	-10,0	5,2	6,5
6,3	7,1	8,1	8,5	9,7	8,7	11,9	8,0	0,8	0,9	3,8	0,7

Роготуй, 2 - правый борт пади Шоктол, 3 - водораздел падей Уромогойтуй-Аро-пади Удогатуй; 6-II - гранит ($\gamma_2 \delta C$): 6 - утес Избушка, 7 - верховье пади Золотая, Нарын, 10 - там же, 11 - падь Копчил; 12-15-гранит ($\gamma_2 C$): 12 - Индигирский гранит ($\gamma_2 C$): 16 - Чайный утес, 17 - падь Кондуй, 18 - падь Сухетуй; 19-25 - Бухотуй, 22 - падь Уртуй, 23 - падь Бухотуй, 24 - там же, 25 - водораздел 27 - гора Магнитная, 28 - водораздел падей Сухетуй и Бол.Нарын; 29-38 - гра-31 - водораздел падей Сухетуй и Бол.Нарын, 32 - падь Могойтуй, 33 - водораз-36 - падь Митрофаниха, 37 - северо-восточная часть Кондуйского массива, 38 - же; 42 - кварцевый габбро-диорит ($\delta J_3 K$) - там же. I4, 19-24 - из коллекции М.Н.Химки (1960 г.); 6-II, 15-18, 26-36 - из коллек-40 - из коллекции В.В.Архангельской; 41, 42 - из коллекции Н.В.Шталь.

вым полевым шпатом. Автометаморфические явления выразились в грейзенизации гранитов преимущественно в эндоконтактных частях массива. Зоны грейзенизации имеют протяженность до 10 км, мощность от 40 до 300 м и характеризуются неравномерной интенсивностью метасоматических процессов.

Контактные изменения вмещающих пород в зоне шириной до 200–400 м выразились в мраморизации известняков, появлении мелкочешуйчатого биотита, мусковита, турмалина, оптически аномального граната, андалузита, сфена, эпидота, реже в образовании пироксен-плаггиоклазовых роговиков.

По химическому составу гранитоиды раннепалеозойской интрузии (табл.2, анализы 1–3) относятся к группе пород, пересыщенных кремнеземом, богатых и умеренно богатых щелочами. Высокое значение характеристики a' , равное 41,9–78,5, свидетельствует о пересыщенности пород алюминием и о присутствии в их составе следов и, возможно, других высокоглиноземистых минералов. В цветной части породы железо преобладает над магнием, так как среднее значение отношения $Fe:Mg = 33,6:10,3$. Величина характеристики n , равная 64,9–78,2, свидетельствует о преобладании натрия над калием в составе полевых шпатов и об отсутствии калиевого полевого шпата в некоторых разновидностях пород. В грейзенизированных гранитах (анализы 4,5) возрастает значение характеристики a до 79,6, уменьшается величина n до 20,7 при одновременном увеличении значения Q до 44,3 и отношения $a:c$ до 25,8–112,0. Породы интрузии близки к щелочноземельным гранитам по Р.Дэли.

Граниты Заурулунгуевского массива прорывают и метаморфизуют породы урулунгуевской и нортуйской свит верхнего протерозоя и, в свою очередь, прорываются интрузиями, относимыми к каменноугольному комплексу. Абсолютный возраст гранитов левого берега пади Урмогойтуй, определенный лабораторией Читинского территориального геологического управления по биотиту (обр.4019), составляет 359 млн. лет ($K=5,19\%$; $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,022$) (Химка, 1962ф). Изложенные данные позволяют считать возраст охарактеризованной интрузии раннепалеозойским^{х/}.

^{х/} Заключение о раннепалеозойском возрасте Заурулунгуевского массива нельзя признать бесспорным. Не отрицая наличия внутри него раннепалеозойских интрузивных пород, в основном массив, видимо, протерозойский или даже более древний. На публикуемой карте отчетливо видно, что он окружен толщей грубообломочных пород аркозового состава (урулунгуевская свита протерозоя), которая как бы облекает этот массив и, несомненно, образована за счет разрушения каких-то древних гранитоидов. Этот массив может рассматриваться как ядро крупной антиклинали, сложенной гранитоидами, на поверхности размыта которых лежит базальная свита аркозового состава, как правило, падающая от массива в сторону более молодых толщ. – Прим.ред.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Гранитоиды, относимые к этому возрасту, широко распространены на рассматриваемой территории. Они сформированы в результате трех фаз внедрения магмы, сопоставимых со второй, третьей и четвертой фазами каменноугольных интрузий Восточного Забайкалья. Основные породы первой фазы на территории листа не известны. Установлена следующая последовательность формирования комплекса: **в т о р а я ф а з а** – гранодиориты и граниты биотитовые и биотит-роговообманковые, порфировидные и равномернозернистые; **т р е т ь я ф а з а** – граниты, иногда плагиограниты биотитовые, крупно-среднезернистые, порфировидные; **ч е т в е р т а я ф а з а** – граниты биотитовые, мелко-среднезернистые, иногда аплитовидные.

Образования второй и третьей фаз развиты исключительно на северо-западе территории, граниты же четвертой фазы характерны только для ее юго-восточной части.

Гранодиориты ($\gamma\delta_2C$) и граниты (γ_2C) биотитовые и биотит-роговообманковые, порфировидные и равномернозернистые

Гранитоиды второй фазы каменноугольного комплекса слагают в пределах Нерчинского хребта Цаган-Олуевский, Эке-Булакский, Ключевской и Ингидырский массивы. Современная конфигурация границ массивов обусловлена различными причинами. Отдельные части массивов уничтожены при внедрении среднеюрских гранитов цаган-олуевского комплекса, другие перекрыты юрскими и меловыми отложениями. Изученные выходы имеют изометричную или вытянутую в северо-восточном направлении форму и размеры от 15 до 200 км².

Наиболее крупным и полно изученным является Цаган-Олуевский массив, расположенный в бассейнах падей Золотая, Копчид и Зун-Карын. На западе и частично на юге гранитоиды контактируют с вмещающими метаморфическими породами, условно относимыми к быркинской свите верхнего протерозоя, на востоке они прорваны гранитами третьей фазы каменноугольного комплекса, а на осталь-

ных участках перекрыты мезозойскими отложениями. Линии контактов с древними породами плавные, извилистые, частично согласные со слоистостью вмещающих сланцев, частично срезающие ее под большим углом. Падение контактовых поверхностей, по всей вероятности, крутое. В пределах массива наблюдаются небольшие ксенолиты пород быркинской свиты, часто не выраженные в масштабе карты.

Цаган-Олуевский массив состоит из разнообразных по составу и структурно-текстурным особенностям пород. По данным С.М.Синицы (1965ф), детально изучавшего гранитоиды Нерчинского хребта, в краевых частях массива развиты преимущественно гнейсовидные, биотит-роговообманковые гранодиориты, которые в центральных частях массива сменяются гранитами. Последние являются более молодыми и возникли в результате гранитизации гранодиоритов и метаморфических пород ксенолитов. Переход между всеми разновидностями пород осуществляется постепенно. Вначале в гранодиоритах, гнейсах и сланцах появляются порфиробласты калиевого полевого шпата, количество и размеры которых увеличиваются от периферии к центру массива. Одновременно в породах образуются линзы и пластообразные обособления лейкократового пегматоидного материала, породы обогащаются кварцем, уменьшается основность плагиоклаза от № 24-27 до № 15-18, вместо амфибола развивается биотит, а на более поздней стадии процесса в центральных частях массива формируются неравнозернистые, лейкократовые, биотитсодержащие граниты с неотчетливой плоскопараллельной текстурой. Иногда в новообразованных породах сохраняется рисунок изгибов гнейсовидности и полосчатости древних образований, что свидетельствует о перекристаллизации в твердом состоянии. При микроскопическом изучении установлено, что для гранодиоритов характерны гранобластовые структуры, возникшие, вероятно, в результате перекристаллизации интрузивных пород при метаморфизме. В их гранитизированных разностях при сохранении гранобластового строения широко проявлены структуры метасоматического замещения. И только в гранитах центральных частей массива наблюдаются присущие магматическим породам гипидиоморфнозернистые структуры, характеризующиеся идиоморфизмом зерен плагиоклаза.

Минеральный состав крайних членов охарактеризованного ряда соответствует нормативным составам гранодиоритов и гранитов. Направленность процесса гранитизации выражается, таким образом, в постепенном увеличении содержания кварца и калиевого полево-

го шпата при одновременном сокращении содержания плагиоклаза и уменьшении его основности. Амфиболы замещаются биотитом, количество которого также сокращается. Происходит некоторое изменение качественного состава акцессорных минералов. Если для гранодиоритов характерны магнетит, ильменит, сфен, апатит и циркон, то в гранитах, наряду с ними, часто появляются ортит, торит, молибденит, а в некоторых разностях — топаз и флюорит. Химическая сторона процесса заключается в увеличении в породах калия, натрия, кремнезема при выносе кальция, железа и магния. Происходит обеднение пород глиноземом. Это позволяет сделать вывод о том, что гранитизация является следствием щелочно-кремнивого метасоматоза.

Другой характер перекристаллизации гранитоидов описан С.М.Синицей для восточной части Цаган-Олуевского массива. Здесь наблюдается преобразование отчетливо гнейсовидных первичных пород в крупнозернистые массивные граниты, в которых сохраняется амфибол, появляется плагиоклаз повышенной основности и с обратной зональностью (от 25% анортитовой молекулы в центре до 30% по периферии) и происходит замещение рудного минерала сфеном, совместно с которым иногда развивается эпидот. На некоторых участках этот процесс так интенсивен, что возникшие породы полностью лишены биотита и содержат крупные кристаллы амфибола (2-3 см в поперечнике), сфена (1-1,5 см) и апатита (0,5 см). Железистость темноцветных компонентов в этом процессе закономерно изменяется. В первичных породах железистость амфиболов и слюд равнозначна, а в новообразованных возрастает для амфиболов и остается постоянной для биотита. В разностях с крупными кристаллами амфибола возрастает железистость обоих минералов. Такая закономерность присуща метасоматическим образованиям, ибо в магматических гранитах железистость биотита всегда выше железистости роговой обманки. Описанный тип перекристаллизации сопровождается привнесением кальция и может быть классифицирован как проявление щелочноземельного метасоматоза.

С.М.Синица (1965ф) пришел к выводу о том, что гранитизация гранодиоритов каменноугольного возраста связана с динамотермальным метаморфизмом юрского этапа тектогенеза. Обоснованием для такого вывода послужили следующие исходные данные. Во-первых, перекристаллизация каменноугольных гранодиоритов, предшествующая гранитизации, сопровождалась появлением гнейсовидных текстур, ориентировка которых не совпадает с направле-

нием интрузивных контактов, а совместно со сланцеватостью в юрских осадочных породах, также пересекающей стратиграфические границы, вырисовывает куполовидную структуру, детально охарактеризованную в главе "Тектоника". Во-вторых, ниже- и среднеюрские осадочные породы, несогласно залегающие на гранитоидах Паган-Олуевского массива, интенсивно метаморфизованы, в них отмечаются явления гранитизации, совпадающие во времени с формированием гранитов среднеюрского возраста и аналогичные описанным для массива. И в-третьих, результаты термолуминесцентного анализа гранитов, проведенного В.Б.Василенко (1963), позволяют говорить о явлении вторичного прогрева пород Паган-Олуевского массива.

Вмещающие Паган-Олуевский массив породы биркинской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Это может быть обусловлено или контактовым воздействием каменноугольных гранитоидов или метаморфизмом, одновременным с процессом их гранитизации. Они содержат согласные инъекции гранитов и подвергаются гранитизации с образованием ряда гнейс - гранитизированный гнейс - гранит.

Ингидырский выход, площадью около 50 км², обнаруживает много сходных черт с Паган-Олуевским массивом и его детальное описание не приводится.

Ко второй фазе каменноугольных интрузий условно отнесены также граниты Ключевского и Эке-Будакского массивов, имеющих площадь соответственно 15 и 30 км². Массивы сложены крупнозернистыми, слабо порфировидными, нередко катаклазированными, биотитовыми гранитами. Минералогический состав гранитов следующий: олигоклаз (№ 22-25), калиевый полевой шпат и кварц - по 30-32%, биотит - 5%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом.

Гранитоиды Паган-Олуевского, Эке-Будакского, Ключевского и Ингидырского массива вместе с гранитами ниже охарактеризованного Кондуйского массива предыдущими исследователями относились к юрскому паган-олуевскому комплексу. В качестве доказательств этого возраста приводились факты проявления метаморфизма и сланцеватости в юрских отложениях вблизи выходов гранитов и упоминалось о наличии инъекций гранитоидов Паган-Олуевского массива в отложениях акатуевской свиты нижней юры. В 1960 г. О.Н.Белоусова и М.Н.Химка условно отнесли гранитоиды Эке-Будакского и Ключевского массивов к палеозойским образованиям, что позднее было подтверждено Л.Д.Кайдаш и С.М.Синицей (1965ф).

обнаружившими налегание на кору выветривания гранитов базального горизонта акатуевской свиты. С.М.Синицей было также установлено, что базальный горизонт акатуевской свиты не прерываясь облекает выход Паган-Олуевского массива. В грубообломочных породах этого горизонта обнаружены валуны и галька гранитоидов, полностью идентичных подстилающим. Крупные обломки в ряде случаев сильно "развалыцованы" и ранее описывались как инъекции гранитов (Козеренко, 1956). Вблизи контакта с юрскими толщами в гранитоидах Паган-Олуевского массива не установлено каких-либо изменений состава или структуры гранитоидов. Выше уже указывалось, что процессы рассланцевания, метаморфизма и гранитизации охватывают не только юрские толщи, но и гранитоиды Паган-Олуевского массива, что свидетельствует о более молодом возрасте этих явлений по отношению к периоду становления гранодиоритов. Перечисленные факты свидетельствуют о доюрском возрасте охарактеризованной группы пород^{х/}.

Наличие определенного петрологического сходства гранодиоритов Паган-Олуевского массива с широко распространенными в Восточном Забайкалье интрузиями каменноугольного возраста позволяет относить гранитоиды этого и подобных ему массивов к каменноугольному интрузивному комплексу.

Граниты, иногда плагиограниты биотитовые крупно-среднезернистые, порфировидные (1,3с)

Граниты третьей фазы каменноугольного комплекса закартированы в бассейне пади Кондуй на площади около 100 км². Небольшой по площади выход аналогичных гранитов известен в приустьевой части пади Золотая, в районе горы Тут-Халтуй. Граниты светло-розового и желтовато-серого цвета, обладают отчетливо гней-

^{х/} Доюрский возраст фактически доказан только для Эке-Будакского, Ключевского и Ингидырского гранитных массивов. Что касается Паган-Олуевского, наиболее крупного по размерам, то ряд геологов, изучавших этот массив (С.А.Музылев, О.Н.Белоусова и др.), считают его молодым, обусловившим глубокий метаморфизм вмещающих юрских пород, превращенных местами в гнейсы. По С.А.Музылеву, Паган-Олуевский массив является типичным синорогенным интрузивным телом, внедренным в антиклинальную структуру и сохранившим внутри себя реликты этой структуры, что видно по распределению и ориентировке мигматитов. Этим и объясняется "куполовидность" интрузии. По расположению (на публикуемой карте) условных знаков мигматизированных пород можно судить, что процессы мигматизации юрских толщ пространственно сопряжены с границами Паган-Олуевского массива и с удалением от интрузивного контакта интенсивность мигматизации уменьшается. Это однозначно доказывает молодой возраст интрузии. Прим.ред.

совидной текстурой и крупнозернистой гранобластовой, порфиро-бластовой структурой. Порфиробласты, размером до 3-4 см в поперечнике, сложены микроклином. Основная масса породы состоит из кварца, микроклин-пертита, олигоклаза (№ 22-24), высокожелезистого биотита и граната алмадин-спессартинового ряда (до 0,5%). Акцессорные минералы - магнетит, апатит и циркон, реже гематит, монацит, сфен.

Граниты третьей фазы на правобережье пади Цорнская прорывают гранитоиды Цаган-Одоевского массива. С.М.Синицей (1965ф) описаны жилы гранитов третьей фазы в центральных частях того же массива. На левобережье р.Кондуй порфиробластовые граниты перекрываются базальным горизонтом акадеевской свиты раннепрского возраста. Пространственная связь охарактеризованных гранитов с образованиями Цаган-Одоевского массива, а также сходство их геологического положения и петрологических особенностей позволяют относить их к каменноугольному интрузивному комплексу. Наличие интрузивных контактов с породами второй фазы свидетельствует об их более молодом возрасте и принадлежности к самостоятельной третьей фазе каменноугольного комплекса.

Граниты биотитовые, мелко-среднезернистые,
иногда аплитовидные (T_4C)

Граниты четвертой фазы слагают штоки и дайкообразные тела, несогласные со структурами вмещающих пород. Группа таких тел выделена в пределах Заурулунгуевского массива. Площадь выходов наиболее крупных из них достигает 70-115 км². Западнее, несколько обособленно, располагаются Булгагайский и Красновеликанский штоки с площадями выходов соответственно 70 и 18 км². Форма штоков обычно изометричная, реже удлиненная в северо-восточном или широтном направлениях. Контур интрузивных тел в плане плавные или прямолинейные и только на отдельных участках угловато-извилистые. Падение контактовых поверхностей крутое.

Интрузивные тела сложены однородными мелко-среднезернистыми, иногда слабо порфировидными или равномерно-среднезернистыми розовато-серыми гранитами, как правило, массивными. Структура их гранитовая, аллотриоморфнозернистая. Граниты сложены кварцем (до 40%), плагиоклазом № 25-28 (20-30%), микроклином (25-40%) и биотитом, иногда мусковитизированным (от 1-2 до 7-10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, тур-

малином, флюоритом, магнетитом, ильменитом, сфалеритом, галенитом, пиритом и молибденитом.

Эндоконтактовые изменения проявлены в зоне шириной в первые метры и выражены в появлении мелкозернистых структур, а иногда и в увеличении содержания биотита.

Несколько иной облик имеют гранитоиды Красновеликанской интрузии. Они обладают мелкозернистой, неравномернозернистой структурой и состоят из плагиоклаза (20%), ортоклаза (45%), кварца (20%) и темнопетных минералов (12-15%). Среди последних, кроме биотита, имеется и роговая обманка. Из акцессорных минералов резко преобладает сфен. Неравномернозернистость пород, наличие многочисленных небольших ксенолитов терригенных и карбонатных пород, повышенное содержание темнопетных минералов и сфена свидетельствуют о незначительной величине эрозийного среза Красновеликанского штока.

Граниты четвертой фазы прорывают отложения нортуйской и урулунгуевской свит, а также раннепалеозойские граниты. Контактные изменения, выраженные в слабой перекристаллизации раннепалеозойских гранитоидов и в мраморизации карбонатных пород, проявлены в очень маломощной зоне. Лишь в отдельных участках Булгагайский и Красновеликанский штоки создают эпидот-клинопоизитовые или гранат-эпидотовые скарны мощностью до 100 м.

Возраст гранитов определяется тем, что в районе пос.Кличка на размывтой поверхности их залегают базальные слои калганской свиты ранне-среднепрского возраста.

Определения абсолютного возраста, проведенные калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории Читинского геологического управления (обр.4010) дали цифру 220 млн.лет ($K=6,57\%$, $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0130$) и 206 и 198 млн.лет ($K=7\%$, $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0116$; $K=7\%$, $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0121$, обр.2258, Химка, 1962ф). Это позволяет предполагать пермский или даже триасовый возраст интрузий. Однако значительное сходство гранитоидов с породами четвертой фазы каменноугольного комплекса сопредельных территорий позволяет относить их также к этому комплексу.

Дайковая серия, связанная с каменноугольными гранитами, развита в основном в пределах Заурулунгуевского массива и представлена гранит-порфирами (T_4C) и мелкозернистыми гранитами (C). Это дайки, обычно маломощные и непротяженные, за исключением дайки на левобережье пади Бухотуй, достигающей 6 км длины. Граниты и гранит-порфиры представляют собой мелко- и равно-

мернозернистые порфиновые породы розового и светло-розового цвета. Они состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и темно-цветных минералов в пропорциях, обычных для гранитов. Порфиновые выделения представлены микроклином, реже кварцем и зональным плагиоклазом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, редко ортит.

Химические анализы каменноугольных гранитоидов свидетельствуют о закономерной эволюции состава магмы во времени, хотя все проанализированные разности относятся к классу пересыщенных SiO_2 , к группам богатых и умеренно богатых щелочами пород (табл. 2, анализы 6–25). Так, от ранних фаз к поздним наблюдается последовательное возрастание степени пересыщенности пород кремнеземом. Четко выражена тенденция к увеличению отношения $\text{a}:\text{c}$ от 3,2 до 61,5, отражающая повышение щелочности гранитоидов. Одновременно происходит изменение соотношения натрия и калия в сторону увеличения роли последнего, что фиксируется в уменьшении величины характеристики μ от 70,4 до 32,4. Существенно изменяется насыщенность пород алюминием. Если гранодиориты и граниты ранней фазы в основном недосыщены алюминием и обладают характеристикой c' , равной 12,2–16,0 (см. табл. 2, анализы 7–9), то в более кислых по составу и молодых по времени внедрения каменноугольных интрузиях появляется характеристика a' , значения которой последовательно нарастают и в породах четвертой фазы достигают 86,1 (анализ 25). Отношение $\text{f}':\text{m}'$ обычно значительно больше 1, но очень непостоянно, и наибольшие значения его характерны также для пород четвертой фазы. При сравнении имеющихся анализов со средними составами магматических пород по Р.Дэли установлено, что наиболее основные и ранние образования каменноугольного комплекса занимают промежуточное положение между гранодиоритами и щелочноземельными гранитами, большая часть гранитов второй, третьей и четвертой фаз очень близка к нормальным щелочноземельным гранитам и лишь некоторые разновидности четвертой фазы обнаруживают сходство с аляскитами и субщелочными гранитами.

СРЕДНЕУРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Цаган-олуевский комплекс

Среднеурские гранитоиды слагают Кондуйский массив площадью 180 км², расположенный в междуречье Бурка – Кондуй. Мас-

сив имеет в целом изометричную неправильную форму. Контакты его с вмещающими породами местами ровные, слабо извилистые, местами инъекционного характера. На севере массив продолжается за пределы рассматриваемой территории, на юге перекрыт верхнеурско-нижнемеловыми отложениями.

К цаган-олуевскому комплексу отнесены также небольшие, неправильной формы тела на левобережье пади Золотая и в бассейне пади Эке-Булак и серия пластообразных тел, залегающих в нижне-среднеурских осадочных толщах. В составе комплекса выделяются две интрузивные фазы. К первой фазе принадлежат биотитовые среднезернистые, преимущественно гнейсовидные граниты, ко второй – биотитовые и лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты.

Граниты биотитовые, среднезернистые, преимущественно гнейсовидные ($\text{r}_1\text{J}_2\text{c}$)

Граниты первой фазы цаган-олуевского комплекса слагают полосу широтного направления в южной части Кондуйского выхода, имеющую ширину от 2,5 до 5 км, и небольшое тело на левобережье пади Золотая. Они содержат многочисленные, небольшие по размерам линзообразные ксенолиты вмещающих пород, представленные породами буркинской свиты, интенсивно метаморфизованными гранитоидами урского и каменноугольного комплексов. Граниты обладают четко гнейсовидной текстурой, обусловленной параллельным расположением чешуек биотита и одинаковой ориентировкой порфировидных выделений полевого шпата. Вблизи южной оконечности выхода граниты превращены в тонкосланцеватые милониты. Падение плоскостей гнейсовидности и милонитизации южное. Немилонитизированные граниты имеют среднезернистую аллотриоморфно-зернистую структуру. Они состоят из кварца – до 30%, плагиоклаза (№ 22–25) – до 40%, микроклин-микропертита – 35% и биотита – до 7,5%. Железистость биотита составляет 52–58%. Из акцессорных минералов наиболее характерны магнетит, ильменит, апатит, сфен и циркон, реже ортит, монацит, торит и флюорит. Развитие гнейсовидных текстур может быть объяснено кристаллизацией магмы в процессе ее перемещения. Движение, по-видимому, не прекратилось и после консолидации расплава, в результате чего образовались милонитизированные разности. В то же время согласный характер контактов с вмещающими породами и наличие в

последних или метасоматических гранитов позволяют предполагать значительную роль метасоматических явлений при формировании гранитоидов.

Граниты биотитовые и лейкократовые мелко- и
среднезернистые (J_2^c)

Граниты второй фазы составляют основную часть Кондуйского массива, небольшие выходы в пади Эке-Булак, а также линзообразные тела северо-восточного простирания в юрских осадочных толщах. Размеры линзообразных залежей очень непостоянны. Мощность их колеблется от метров до 1,5 км, а протяженность отдельных тел достигает 8 км. Центральная часть Кондуйского массива сложена однообразными среднезернистыми, порфировидными гранитами массивной текстуры. Для северной части массива и остальных выходов второй фазы характерны мелко-среднезернистые разновидности гранитов. Породы имеют гранитовую структуру и нормальный для гранитов количественно-минералогический состав. Калиевый полевой шпат в них представлен микроклином-пертитом, слабо зональные плагиоклазы (олигоклаз № 22-27) идиоморфны. Железистость биотита достигает 50-60%. С ним ассоциируют акцессорные минералы, среди которых преобладают магнетит, ильменит, апатит, сфен, циркон. В меньших количествах, но постоянно присутствуют ортит, торит и флюорит, спорадически встречается монацит.

По петрохимическим характеристикам (см. табл. 2, анализ 26-38) все разновидности среднеюрских гранитоидов сходны друг с другом. Они относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группам богатых и умеренно богатых щелочами пород. Для подавляющего большинства гранитов характерна пересыщенность глиноземом, что выражается в наличии характеристики a' при значениях ее от 7,8 до 64,4. Полевощпатовая часть пород характеризуется примерно одинаковой ролью калия и натрия ($n = 46,0-61,0$). Отношение $f':m'$ во всех случаях больше единицы, что свидетельствует о преобладании железа над магнием и темнопцветной части пород. Состав гранитов среднеюрского возраста близок к среднему составу щелочноземельных гранитов Р.Дали.

Активный контакт гранитоидов первой и второй фаз цаган-олуевского комплекса установлен О.Н. Белоусовой (1962ф) и С.М. Синицей (1965ф) в бассейне р. Бол. Нарын. Граниты второй фазы в зоне контакта отличаются более мелкозернистой структурой

по сравнению с гранитами центральных частей массива. Породы обеих фаз имеют инъекционный характер контакта с образованиями каменноугольного интрузивного комплекса. В местах насыщения ксенолитами вмещающих пород в гранитах увеличивается содержание биотита. В северной части Кондуйского массива контакт гранитоидов с юрскими толщами резко несогласный. Они пересекают как сланцеватые, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации образования, так и несланцеватые породы, претерпевшие метаморфизм зеленосланцевой фации. Глубокометаморфизованные породы содержат многочисленные апофизы гранитов, лишь приблизительно согласующиеся со сланцеватостью вмещающих пород. В них отмечается также процесс новообразования чешуек биотита, расположение которых не совпадает с параллельно ориентированными полосами этого минерала, образованного в период проявления регионального метаморфизма. В слабо метаморфизованных юрских отложениях апофизы гранитов практически отсутствуют; здесь в зонах экзоконтакта мощностью в десятки метров образуются кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики.

Жильная серия цаган-олуевского комплекса представлена широко развитыми, особенно среди юрских толщ, дайками аплитов (J_2^c), пегматитов (pJ_2^c), реже мелкозернистых гранитов (J_2^c). Мощность даек колеблется в пределах 0,5-1 м, реже до 2 м. Залегание жил пологое, обычно согласное со сланцеватостью, реже крутое, резко секущее. Породы розовато-серые, розовые, с непостоянным количеством биотита, чаще всего лейкократовые. Состоят обычно из темного кварца (25%), нерешетчатого микроклина, плагиоклаза (№ 9-16 - в аплитах, до № 20-25 - в гранитах). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, монацит, гранат (альмандин), черный турмалин, редко ортит. Структура пород обычно аллотриоморфнозернистая и пегматитовая.

Породы цаган-олуевского комплекса прорывают и метаморфизуют отложения средней юры (верхнегазимурскую свиту), но являются, по-видимому, более ранними образованиями, чем породы шадоронской верхнеюрской серии.

Определения абсолютного возраста гранитоидов цаган-олуевского комплекса, а также пород каменноугольного интрузивного комплекса, гранитизированных, как указывалось выше, в юрский этап тектогенеза, выполнены калий-аргоновым методом по биотиту и полевым шпатам, укладываются, по данным С.М. Синицы (1965ф), в интервале 131-140 млн. лет, что подтверждает вывод о юрском возрасте гранитов. Определение возраста тех же пород

по амфиболу калий-аргоновым методом и по биотиту рубидиево-стронциевым методом дают отклонения от приведенных цифр (соответственно 118 ± 18 и 150 ± 30 млн. лет).

ПОЗДНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканический комплекс

Гранодиорит-порфиры ($18\pi J_3$)

К субвулканическим образованиям отнесены гранодиорит-порфиры, развитые к северу от пос. Кличка. Эти породы образуют сидлы и дайки мощностью от 0,1 до 30 м и протяженностью до 2 км, а также штокообразные тела площадью до 2 км².

Гранодиорит-порфиры – серые до темно-серых массивные породы, содержащие в афанитовой основной массе таблитчатые порфировые выделения плагиоклаза (№ 35) величиной от 0,3 до 1 см, калиевого полевого шпата, мелкие зерна роговой обманки и биотита. Структура основной массы пойкилитовая.

Гранодиорит-порфиры залегают как среди конгломератов и песчаников калганской и верхнегазимульской свит юрского возраста, так и среди пород шадоронской серии. Эндоконтактные изменения субвулканических пород проявляются в очень узких зонах (несколько сантиметров) и характеризуются уменьшением размеров и количества порфировых выделений. В зоне экзоконтакта шириной до 2–3 м вмещающие породы окремнены.

Породы комплекса отнесены к позднеюрским на основании сопоставления их с аналогичными образованиями сопредельных территорий (листы М-50-Х, XI, ХУП). Так, по данным И.К. Абрамова (1964ф), подобные гранодиорит-порфиры секут породы нижней толщи и не затрагивают эффузивы верхней толщи шадоронской серии, обнаруживающие большое петрохимическое сходство с субвулканическими породами. Активный контакт гранодиорит-порфиров с породами нижней толщи шадоронской серии установлен севернее пос. Кличка.

Кукульбейский комплекс

Кварцевые диориты, диориты ($8_1 J_3^h$), гранит-порфиры ($1\pi_1 J_3^h$)

К кукульбейскому интрузивному комплексу отнесены две группы различных по составу и условиям залегания пород. Это диориты и кварцевые диориты Савинской пластово-трещинной интрузии и дайки гранит-порфиров, развитые на северо-западных отрогах Нерчинского хребта.

Савинская пластово-трещинная интрузия находится в районе пос. Кличка, на востоке территории, и залегает среди пород быркинской и нортуйской свит. Значительная часть интрузии скрыта под наносами р. Цаган-Золотуй и прослежена с помощью бурения на 6 км при ширине до 400 м. Преобладающими породами являются кварцевые диориты и мелкозернистые диориты. Реже при картировании и в керне скважин наблюдались породы более основного состава – габбро-диориты, а также монцититоподобные разновидности.

Породы интрузии зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые, обладают гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза № 40 (40–50%), роговой обманки, биотита (20–30%), кварца (15%). В некоторых разностях в переменных количествах отмечается калиевый полевой шпат. Присутствуют апатит, ильменит, титаномagnetит, циркон, сфен, рутил, реже турмалин. Для пород характерны такие изменения как серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, сульфидизация и окварцевание.

Химические анализы пород Савинской интрузии (см. табл. 2, анализы 39–42) свидетельствуют о значительных вариациях их составов. Имеются породы, слабо пересыщенные кремнеземом, бедные щелочами, с примерно одинаковой ролью железистых и магnezияльных компонентов в цветной части, близкие к среднему составу кварцевого габбро по Р. Дали (анализ 42). Анализ 41 характеризует насыщенную кремнеземом, умеренно богатую щелочами лейкократовую породу, близкую к монцититу по Р. Дали. Два анализа (39, 40) соответствуют слегка недосыщенным кремнеземом, бедным щелочами меланократовым породам, занимающим промежуточное положение между габбро и диоритами по Р. Дали.

Инtruзия прорывает отложения верхнего протерозоя, а на соседней с востока территории, в окрестностях с. Мулино, тождественные интрузивные породы прорывают эффузивы, относимые И. К. Абрамовым (1964ф) к верхнеюрским образованиям. На основании этих фактов Савинская интрузия сопоставляется с интрузиями позднелурского кукульбейского комплекса.

Дайки гранит-порфиров распространены на северо-западных отрогах Нерчинского хребта, в пределах полосы северо-восточного простирания, имеющей ширину 5–10 км. Концентрация даек в зоне неравномерная, морфология их простая. Это прямолинейные крутопадающие тела мощностью 20–30 м, протяженностью от 100 до 2000 м. Гранит-порфиры – розовато-бурые породы, содержащие корродированные вкрапленники кварца, таблитчатые выделения плагиоклаза, нерешетчатого каликатрового полевого шпата и единичные чешуйки биотита. Количество вкрапленников составляет 10–15% от объема породы. Структура основной массы афанитовая, микрогранитовая, в сочетании с гранофировой, иногда микроаплаитовая, переходящая в сферолитовую и микрофельзитовую.

Полоса даек не имеет основных складчатых юрских структур и не обнаруживает зависимости от выхода Кондуйского массива среднеюрских гранитоидов. Гранит-порфиры, располагаясь в контактовой зоне этого массива и среди интенсивно метаморфизованных юрских пород, не испытывают никаких изменений, что указывает на их более молодой возраст и позволяет условно относить их к позднелурскому кукульбейскому комплексу.

РАННЕМЕЛОВЫЙ (?) СУБВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Дайки андезито-базальтов ($\alpha\beta\text{Ст}_1$?)

Дайки андезито-базальтов закартированы в пределах Зауралунгуевского массива, а также на вершине горы Ингидыр. Простирание даек в основном северо-западное, иногда широтное, мощность до 200 м, протяженность до 3 км.

Андезито-базальты темно-серые до черных, плотные, массивные, реже пузыристые. Миндалины выполнены халцедоном и цеолитами. Породы состоят из плагиоклаза (андезина и андезин-лабрадора), пироксена (авгита и диопсида), оливина. Структура основной массы микролитовая. Состав ее – микролиты плагиоклаза, пироксена и стекловатый базис. Имеются иголки апатита. К раннемеловому возрасту андезито-базальты относятся условно.

ТЕКТОНИКА

Территория расположена в пределах сочленения двух структурно-фациальных зон Восточного Забайкалья: юго-восточная часть территории относится к Приаргунской зоне, северо-западная – к Центральной (названия зон предложены В. Н. Козеренко).

Приаргунская зона характеризуется развитием древних терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ, в свое время подвергшихся консолидации и образовавших домезозойскую жесткую глыбу, в пределах которой локально накапливались относительно маломощные верхнелурские и меловые осадки и формировались толщи молодых вулканитов. Центральная структурно-фациальная зона в юрском периоде представляла собой мобильный участок земной коры, в пределах которого отложения только нижней и средней юры достигают мощности 4–5 км. В этой зоне проявлена мезозойская складчатость и интрузивный магматизм, а также интенсивный региональный метаморфизм, связанный с образованием Цаган-Одуревского гранито-гнейсового купола.

В области сочленения структурно-фациальных зон располагается относительно крупная Западно-Урлуунтуевская впадина, заложение которой связано с глубинными разломами, разделяющими столь различные по своей структуре и истории геологического развития блоки земной коры.

Приаргунская структурно-фациальная зона

Осадочно-метаморфические породы протерозоя составляют нижний структурный ярус, выделяемый в основном в пределах Приаргунской зоны. Породы образуют крупный Кличкинский антиклинорий, который для Приаргуны следует рассматривать как тектоническую структуру первого порядка. Эта структура северо-восточного простирания выходит далеко за пределы рассматриваемой территории. На погружении и поднятии шарнира антиклинория появляются структуры второго порядка, среди которых на площади листа выделяются Бухотуйская антиклиналь и сопряженная с ней Кадавасунская синклиналь.

Бухотуйская антиклиналь прослеживается в широтном направлении от восточной границы территории до п. Дырбылхай на расстоянии 36 км при ширине 24 км. Ядро

складки – в плане почти замкнутый овал – сложено гранитоидами, крылья – почти повсеместно породами урулюнгуевской свиты. Постепенная смена простирания от близширотного в районе горы Тут-Халтуй и в пади Алкучанский Говин до меридионального в пади Дырбылкей и северо-восточного в окрестностях совхоза им. К. Маркса и в районе пос. Кличка указывает на некоторую преемственность структурного плана от более древних структур (нижнеили среднепротерозойских). Четкая приуроченность выходов пород урулюнгуевской свиты к крыльям Бухотуйской антиклинали и грубообломочный, существенно аркозовый состав свиты, позволяют предполагать, что в момент накопления ее Бухотуйская структура уже была положительной. Ядро ее состояло из кислых кристаллических пород, по-видимому, древних "доурулюнгуевских" гранитоидов. По характеру строения антиклиналь относится к типу брахиальных структур, осложненных складками более высокого порядка. Так, к структурам третьего порядка следует отнести Чиндачинскую и Маргупецкую синклинали. Чиндачинская синклиналь, являющаяся брахискладкой, имеет ширину 15 км и длину не более 20 км. Ядро синклинали сложено породами нортуйской, а крылья – урулюнгуевской свиты. Углы падения колеблются от 30 до 70° при преобладании углов 50–60°. В ядре этой синклинали залегают породы девона (?), дислоцированные в унаследованном, т.е. в том же структурном плане, что и Чиндачинская синклиналь.

Маргупецкая синклиналь располагается на северном крыле Бухотуйской антиклинали и имеет близширотное простирание. Ядро ее сложено нижней быркинской подсвитой, крылья – карбонатными породами нортуйской свиты и отчасти (в южном крыле) аркозами урулюнгуевской свиты. Длина синклинали до 18 км, ширина около 8 км. Складка симметрична, с углами падения крыльев 50–60°. В ядре и на крыльях синклинали наблюдаются мелкие (до 5–10 м) складки высоких порядков, пloyчатость и кливаж, особенно характерные для сланцевых пород. Примерно по оси синклинали имеется разрыв шарнирного типа, по которому соприкасаются породы нортуйской свиты и нижней быркинской подсвиты.

Кадавасунская синклиналь северо-восточного простирания расположена под углом к оси Бухотуйской антиклинали. Длина складки до 36 км при ширине 16 км. В ее ядре обнажаются породы нортуйской свиты. Ось складки испытывает воздымание в северо-восточном и юго-западном направлении, что фиксируется появлением пород урулюнгуевской свиты. Кадавасунская синклиналь представляет собой очень сложную структу-

ру, состоящую из ряда чередующихся антиклинальных и синклинальных складок высоких порядков. Обычно эти складки сохраняют общее северо-восточное простирание и падение крыльев под углами 40–50° или 60–70°. Здесь сочетаются брахиальные формы складок с узкими линейно вытянутыми (водораздел падей Чиндатуй–Кадавасун, Узырдудук–Арал–Бургастуй). Некоторые из них асимметричной и, возможно, запрокинутой формы. Значительную роль в строении синклинали играют две системы крутых разломов – северо-восточного и северо-западного простираний. Первая система разломов является, по-видимому, более древней, поскольку часто они пересекаются разломами северо-западного направления. В ряде случаев разломы северо-восточного простирания являются шарнирными. В результате движений вдоль разрывов образована сложная мозаика многочисленных блоков, перемещенных по отношению друг к другу.

Для района в целом характерно развитие крутопадающих разрывных нарушений. Лишь на правом борту пади Дырбылкей закартирован надвиг с падением плоскости сместителя к северу под углом около 20°. Здесь породы урулюнгуевской свиты надвинуты на более молодые образования нортуйской свиты.

Большинство разломов сопровождается маломощными зонами дробления, иногда рассланцевания пород, а также фиксируется смещениями границ.

В пределах Нерчинского хребта наблюдаются лишь разобщенные выходы верхнепротерозойских пород, обычно рассланцеванных и милонитизированных. По сохранившимся признакам слоистости возможно лишь предполагать их северо-западное и меридиональное простирание.

Средний структурный ярус в пределах Приаргунской зоны представлен среднепалеозойскими структурами, образованными породами милозанской толщи. Здесь выделяются две синклинали, разделенные антиклиналью. Для этих складок характерна четкая унаследованность общего плана верхнепротерозойских структур. Так, в Чиндачинском хребте на ядре Чиндачинской верхнепротерозойской синклинали развита девонская (?) синклиналь. Унаследованность подчеркивается не только общим планом построения складки, но и углами падения (обычно 45–60°). Синклиналь северо-восточного простирания, длина ее 12 км, ширина 8 км. В районе горы Толстая Сопка складка замыкается. Сопряженная с синклиналью антиклиналь имеет такое же простирание. Ее осевая

линия проходит от верховьев пади Карганатуй до пади Оккундуй. Северо-западное и юго-восточное крылья антиклинали, судя по немногочисленным замерам, имеют относительно более пологие падения ($35-40^{\circ}$), и в связи с этим площадь развития милозанской толщи здесь шире, чем на Чиндачинском хребте. Сравнительно спокойное залегание намечается и в пади Алкучанский Говин, где породы милозанской толщи слагают вторую синклинали. Углы падения $35-40^{\circ}$. В приустьевой части пади Бурлюнкуская наблюдалось северо-восточное, а в районе озер Нижний Калтан и Зунд-Аралтуй – юго-западное замыкание складки. Отношение длины складки к ширине ее $2:1,5$ указывает на ее брахильность. Пожалуй, только для этой синклинали характерна более спокойная складчатость по сравнению со складчатостью подстилающих пород нортуйской свиты, которые на правом борту пади Алкучанский Говин, в низовьях падей Барун-Бурлюнгутуй и Бурлюнкуская, образуют многочисленные мелкие складки высоких порядков. На крыле девонской (?) синклинали подобных малых форм складчатости не наблюдалось. Именно на этом участке можно предполагать угловое и азимутальное несогласие между милозанской толщей и верхнепротерозойским комплексом. Складчатые структуры девонского (?) комплекса осложнены разрывными нарушениями, среди которых выделяется крутопадающий разлом, проходящий в южных отрогах Чиндачинского хребта в близширотном направлении. На восточном фланге разлома породы девона (?) соприкасаются с отложениями нортуйской свиты. Некоторое затухание амплитуды разлома наблюдается в районе горы Чигиртуй. Оперяющим разломом является нарушение северо-восточного направления, проходящее от горы Барон-Тэвалту до восточных отрогов горы Тут-Халтуй.

Центральная структурно-фациальная зона

Анализ юрских складчатых форм Центральной структурно-фациальной зоны позволяет выделить здесь два структурных подъяруса: нижний, образованный свитами прибрежно-континентальной и частично континентальной юры, и верхний, сложенный континентальными вулканогенно-осадочными породами мадоронской серии, тургинской и кутинской свит поздней юры – раннего мела.

В нижний структурный подъярус входит **А л г а ч и н с к а я а н т и к л и н а л ь** – структура первого порядка. Эта главная мезозойская структура района прослеживается в пре-

делах Нерчинского хребта через всю описываемую территорию. В ядре ее обнажаются палеозойские гранитоиды, северо-западное крыло сложено юрскими породами. Юго-восточное крыло антиклинали на большом протяжении уничтожено системой разрывных нарушений и перекрыто нижнемеловыми образованиями Западно-Урулунгуевской впадины. Падение слоев в северо-западном крыле антиклинали северо-западное, а в нижнем течении р.Бутуцей – юго-восточное. Здесь фиксируются также дополнительные складки высокого порядка с углами падения крыльев от 18 до 45° . В ядре Алгачинской антиклинали падение слоев круче. К западу и юго-западу от с.Паган-Олуй наблюдается опрокидывание структуры к северо-западу. Пласты акатуевской, базановской и бохтинской свит падают к юго-востоку под углами от 50 до 70° , иногда до 90° . В среднем течении пади Широкая, а также к северо-востоку от с.Паган-Олуй наблюдается нормальное залегание слоев. В районе пади Широкой юрские свиты имеют падение к западу и северо-западу под углами 30° , реже 50° . Простираение слоев здесь меридиональное, затем в районе с.Паган-Олуй и до с.Кондуй меняется на северо-восточное. На левом борту пади Кондуй намечается антиклиналь, в ядре которой обнажаются каменноугольные гранитоиды. Породы базановской свиты плавно облекают ядро, меняя простираение с северо-западного на северо-восточное. Углы падения крыльев складки от $20-40^{\circ}$ до 60° . На крыльях этой структуры часто развиваются осложняющие мелкие опрокинутые складки волочения шириной не более $3-5$ м.

Чрезвычайно интересной особенностью Алгачинской антиклинали является развитие в ее пределах Паган-Олуевского окаймленного гнейсового купола – своеобразной брахиформной антиклинали с широким ядром и пологопадающими крыльями. Купол имеет овальную форму длиной до 60 км при максимальной ширине до 15 км. Ядро купола сложено метаморфизованными домезозойскими образованиями. С северо-запада купол окаймлен неравномерно метаморфизованными терригенными породами нижней – средней юры.

Изучение деформаций горных пород, связанных с куполообразованием, позволило С.М.Синице (1965ф) выделить три типа деформаций: сланцеватость, складки высоких порядков и трещины. По его данным, направление сланцеватости в пределах купола согласуется с плоскопараллельной ориентировкой метаморфогенных новообразований. В рассланцованных конгломератах гальки сильно уплощены и вытянуты. Параллельно длинным осям галек располагаются штрихи и борозды скольжения, что свидетельствует о дифферен-

циальных движениях по системе параллельных плоскостей. Малкие складки высоких порядков С.М.Синица считает изгибами сланцеватости, реже — слоев. Оси таких складок располагаются в соответствии с линейной ориентировкой. Размеры складок — сантиметры или дециметры. Часто складки запрокинуты в одном направлении и относятся к складкам продольного изгиба, возможно, связаны с волочением. Складки с произвольным наклоном осевых поверхностей (шириной до нескольких десятков метров) связаны с пластическим течением масс. Для тех и других складок характерно сокращение поверхности сланцеватости в направлении, перпендикулярном к линейности. Птигматитообразованию подвергнуты прожилки аплитовидных или пегматоидных гранитов. Вдоль линейности птигматиты растянуты и будинированы. Среди трещин выделяются поперечные, продольные и диагональные. Последние связаны с малкими сбросами по направлению склонения линейности. Микроструктурный анализ, проведенный С.М.Синицей (1965ф), позволяет предположить, что сланцеватость возникла при развальцевании пород, перпендикулярном к приложенному давлению, и является результатом ламинарного движения, возможно, отчасти скалывания.

Сланцеватость повсеместно пологая. Подчеркивая свод купола, линейность ориентирована поперек удлинения купольного овала. Причиной куполообразования, таким образом, можно считать вертикально направленные силы, воздымавшие фундамент. Явная соориентированность сланцеватости и скоплений минеральных новообразований и отчетливая связь ориентированных текстур с определенной (амфиболитовой) фазией метаморфизма свидетельствуют об одновременности и взаимозависимости деформаций и проявлении термального метаморфизма. Сложность юрских толщ чаще всего имеет более крутое падение, чем сланцеватость. По-видимому, до образования сланцеватости юрские толщ уже были деформированы, причем эта ранняя деформация подтверждается и простиранием юрских толщ, окаймляющих купол. Более позднее развитие сланцеватости, сопряженной с относительно высокотемпературным метаморфизмом, связано с достижением необходимого температурного градиента, обеспечивающего пластическое течение вещества. Повышение же температуры достигалось проникновением и пропитыванием горячими растворами в процессе роста самого купола.

На северо-востоке рассматриваемой территории располагается Савва-Борзинская синклиналь, состоящая из двух сопряженных синклиналей второго порядка,

разделенных антиклиналью. Простирание антиклинали, ядро которой сложено конгломератами верхнегазимульской свиты, северо-восточное. Ось складки погружается к юго-западу. Немногочисленные замеры указывают на сравнительно пологое падение верхнегазимульской свиты ($15-35^\circ$). В южном крыле Савва-Борзинской синклинали обнажаются породы калганской и верхнегазимульской свит. Падение пластов северо-западное, углы $40-65^\circ$. Слой калганской свиты у контакта с породами позднепротерозойского комплекса опрокинута к северо-западу. В удалении от контакта калганская свита залегает нормально с падением к северо-западу.

Складчатые структуры юрского возраста осложнены разрывными нарушениями северо-восточного, близмеридионального и северо-западного простирания. Нарушения северо-восточного простирания немногочисленны. К ним относятся разломы, проходящие от верховьев падей Бутуей до верховьев пади Забцар. Параллельность этих разломов простиранию складок указывает на их связь с предверхнеюрской складчатостью.

Более широким развитием пользуются близмеридиональные и северо-западные сдвиги. К юго-западу от с.Цаган-Олуй эти сдвиги в ряде случаев приводят к горизонтальному смещению границ юрских свит на 2 км. Севернее разлома, проходившего от западной границы рассматриваемой территории через пади Широкая и Эке-Булак, юрские свиты опрокинута к северо-западу, а южнее — находятся в нормальном наклонном залегании. К западу от с.Токавкино близмеридиональные нарушения смещают границы свит юры, в ряде случаев ограничивая очень узкие (до 50 м) горсты, в пределах которых на поверхность выведены карбонатные и терригенные породы биркинской свиты позднего протерозоя. Значительной амплитудой (до 500 м в горизонтальном плане) отличается также система крутопадающих разломов, прослеживающаяся от среднего течения р.Сухетуй до р.Какертуй в меридиональном направлении.

Структуры верхнего структурного подъяруса значительно отличаются от более древних. Подъярус, сложенный породами шадоронской серии, тургинской и кутинской свит позднеюрского и раннемелового возраста, представлен двумя типами структур: унаследованными и наложенными.

Первый тип структур наблюдается в Центральной структурно-фацальной зоне, где породы позднеюрского возраста слагают две унаследованные синклинали, развитых в пределах уже сформировавшейся в предверхнеюрское время Савва-Борзинской синклинали.

Второй тип структуры развит в Приаргунской зоне, где породы шадоронской серии слагают наложенную структуру, именуемую Шамянским прогибом, сформировавшимся непосредственно на древнем фундаменте.

Савва-Борзинская унаследованная синклиналь находится в бассейне р. Бирка. Большая часть этой крупной складки расположена восточнее, за пределами описываемого района. Породы шадоронской серии в этой структуре появляются к востоку от с. Манкечур, где ось синклинали, ядро которой сложено нижнемеловыми отложениями, воздымается. Южнее породы шадоронской серии отмечаются на погружении оси и на крыльях антиклинали, сложенной верхнегазимурами конгломератами. Отсутствие замеров элементов залегания пород не позволяет выявить детали строения синклинали.

В ядрах синклиналей более высокого порядка Савва-Борзинской структуры сохранились позднеюрские - раннемеловые отложения. Углы падения пластов $20-25^\circ$, вблизи разрывов иногда увеличиваются до 50° . В пределах Савва-Борзинской синклинали четко выделяются две системы нарушений - северо-западные и подчиненного северо-восточного направления. Горизонтальные сдвиги по этим нарушениям достигают 500 м, амплитуды вертикального смещения до 300 м.

Шамянский прогиб в пределах данного района представлен лишь северным окончанием этой большой наложенной структуры. К югу от с. Соктуй-Милосан образования шадоронской серии слагают синклиналь северо-восточного - близмеридионального простирания, погружающуюся к северо-востоку. На погружении появляются породы тургинской свиты. Наклон крыльев складки редко превышает 30° . Сравнительно спокойно залегают (16° , реже 20°) породы шадоронской серии и на других участках (бассейн пади Алкучанский Говин). Столь же просты структуры позднеюрского - раннемелового комплекса. Кроме уже упоминавшейся Савва-Борзинской синклинали, породы тургинской и кутинской свит также обнаружены во впадине Алкучанского Говина и в бассейне пади Карганатуй. Впадина Алкучанского Говина представляет собой узкую структуру (не более 6-8 км) северо-восточного, а в западной части - широтного простирания, сформированную на древнем фундаменте и отчасти унаследовавшую наложенный характер Шамянской позднеюрской структуры. По данным бурения, отложения впадины залегают горизонтально.

На Даргатуйском хребте (к северу от с. Соктуй-Милосан) эффузивы тургинской свиты слагают крыло синклинали северо-восточного простирания, большая часть которой не сохранилась. Углы падения меловых эффузивов в данной структуре $15-20^\circ$.

Западно-Урулунгуевская впадина

Это одна из крупных позднеюрских - раннемеловых структур Приаргунья, находящаяся на границе двух структурно-фациальных зон, как уже упоминалось, в зоне предполагаемых глубинных разломов.

На гравитационной карте Г.И. Менакера в строении впадины четко выделяется (рис. I) два ориентированных в северо-восточном направлении минимума силы тяжести с интенсивностью до 20 мгл. По линии гора Кара-Кундуй - пади Арамогойтуй минимумы разделены относительным повышением значений гравитационного поля. Это позволяет предполагать, что впадина разделена на два, наиболее опущенных участка фундамента, совпадающих с минимумами силы тяжести. Глубина залегания фундамента здесь не менее 750-800 м. Повышение значений силы тяжести отвечает приподнятому участку. По керну из ряда скважин видно, что отложения тургинской свиты залегают в прибортовых частях впадины с некоторым наклоном (до 15°), в центре - горизонтально. В районе падей Бол. и Мал. Нарын в коренных выходах видно, что породы тургинской свиты имеют близширотное простирание, падение юго-восточное и северное (углы от 15 до 18°). Разрывные нарушения, устанавливаемые по данным гравитационной и магниторазведки, на поверхность не выходят. Контакты позднеюрских - раннемеловых и более древних отложений в большинстве случаев имеют седиментационный характер.

В целом структуры поздней юры и раннего мела отличаются простотой строения, большими радиусами кривизны, зависимостью от неровностей древнего фундамента и, возможно, от перемещения отдельных тектонических блоков.

Важнейшими разрывными нарушениями района является серия разломов, ограничивающих Западно-Урулунгуевскую впадину с северо-запада и юго-востока. Разрывы этой системы скрыты чехлом четвертичных образований и отложений тургинской и кутинской свит и устанавливаются по зонам максимальных градиентов гравитационного поля, а вдоль южного борта впадины - по линейно вытя-

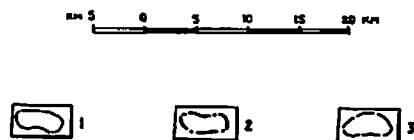
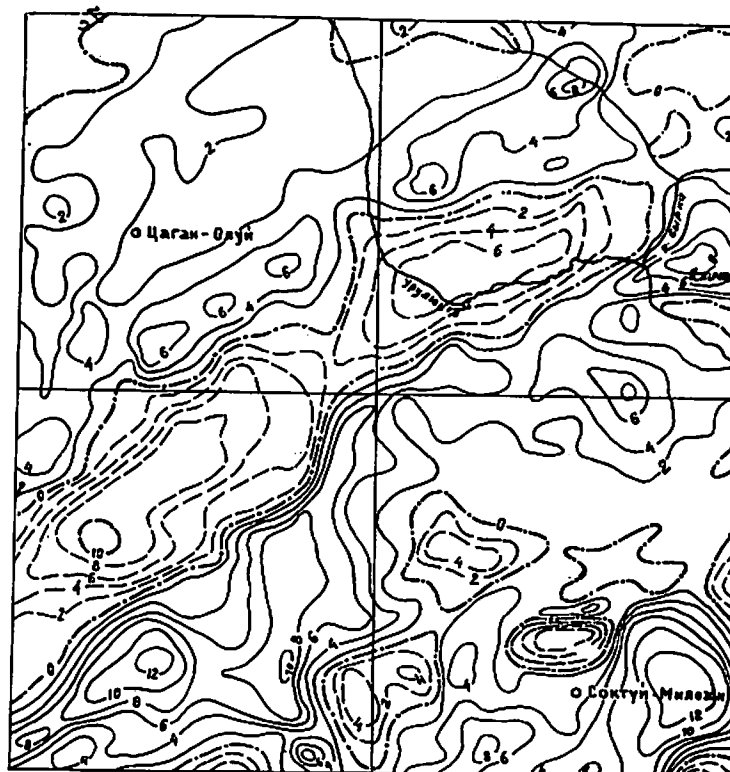


Рис.1. Карта локальных гравитационных аномалий (разность между наблюдаемым полем и пересчитанным на высоту 4 км). Составил Г.И.Менакер

Изоаномалы (в мЛг): 1 - положительные; 2 - нулевые; 3 - отрицательные

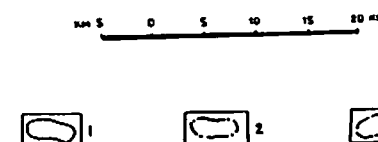
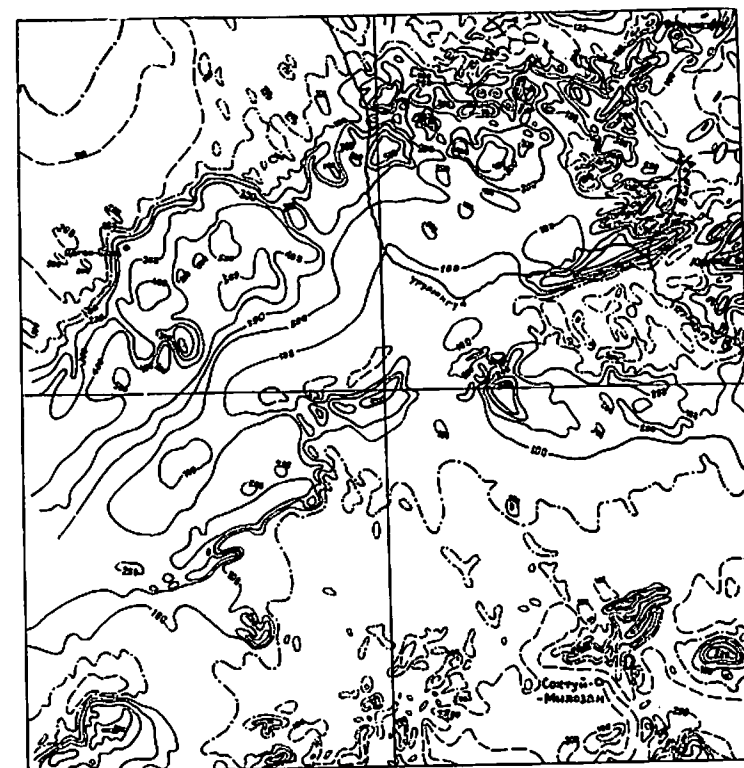


Рис.2. Карта магнитного поля. Составил В.Д.Огородников

Изодинамы (в гаммах): 1 - положительные; 2 - нулевые; 3 - отрицательные

нутым аномалиям магнитного поля (рис.2). Последние, по мнению Л.А.Мастолина, связаны с интрузивными телами, скорее всего, основного состава, которые, по-видимому, трассируют зоны разломов. Описываемая серия разрывных нарушений играет роль тектонического шва, отделяющего территории с различными условиями развития, начиная, по крайней мере, с раннеюрского этапа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория принадлежит к Онон-Аргунскому геоморфологическому району. Здесь выделяются две генетические категории рельефа: эрозионно-денудационный и денудационно-аккумулятивный. По морфологическим особенностям первая категория разделяется на: 1) среднегорный флювиально-дефлюкционный слабо расчлененный рельеф с пологими склонами и наложенными солифлюкционно-мерзлотными формами; 2) среднегорный флювиально-денудационный рельеф с крутыми склонами, узкими гребнями, с мерзотно-солифлюкционной обработкой и элементами отпрепарирования; 3) низкогорный флювиально-дефлюкционный рельеф с пологими склонами. Вторая категория включает: 1) крупнохолмистую увалистую флювиально-денудационную, с пологими склонами равнину; 2) уплощенную аллювиально-пролювиальную равнину; 3) плоскую озерно-аллювиальную равнину и озерные котловины.

Эрозионно-денудационный рельеф

Эрозионно-денудационный рельеф сформирован под влиянием тектонических, флювиальных, дефлюкционных и мерзлотных процессов. Абсолютные отметки, характерные для данной категории — от 700–800 до 1200 м, относительные превышения от 150 до 400 м. Среди морфологических типов данной категории выделяется древняя поверхность выравнивания, имеющая фрагментарное распространение и приуроченная к осевой части Нерчинского хребта на участках шириной до 3 км. Абсолютные отметки поверхности 1000–1200 м. Она обычно выделяется в районах развития ниже-среднеюрских пород.

Поверхность выравнивания пологоволнистая с уклоном 0–5°, редко 10°. Иногда на ней имеются террасовидные уступы и частично реликтовые останцы (тумпы). Верховья падей, заходящие в пределы древней поверхности, широкие, расположенные амфитеатрами

(пади Бугуцей, Немологда и др.). Свыше 60% древней поверхности выравнивания заняты аллювиальными россыпями.

Среднегорный флювиально-дефлюкционный слабо расчлененный рельеф с пологими склонами и наложенными солифлюкционно-мерзлотными формами причленяется к древней поверхности выравнивания в пределах Нерчинского хребта. На разобренных участках он фиксируется в осевой части Кличкинского хребта. Крутизна склонов обычно 5–15°, лишь в приводораздельных и редко придолинных частях увеличивается до 25°. Абсолютные отметки вершин и гребней 950–1200 м, относительные 100–150 м. Редко в пределах данного типа рельефа осуществляется донный врез и пятящаяся эрозия. Для него характерно развитие каменных рек, солифлюкционных террас. Рыхлый материал в результате дефлюкционных процессов интенсивно сползает вниз, что приводит к развитию солифлюкционных, делювиальных и реже обвально-осыпных склонов. Днища логов, верховьев падей выражены слабо, характерны пологие прилегающие склоны, отсутствие постоянных водотоков.

Среднегорный флювиально-денудационный сильно расчлененный рельеф с крутыми склонами, узкими гребнями, с мерзотно-солифлюкционной обработкой и элементами отпрепарирования занимает значительную часть Нерчинского и, в меньшей мере, Кличкинского хребтов. Относительные превышения в пределах данного типа рельефа от 200–350 до 400 м. Крутизна склонов у подошвы составляет 3–9°, а в верхних частях — от 10–15° до 25°, редко 40°. Гребни между долинами острее, узкие (20–50 м). Сравнительно широко развиты скалы высотой 20–50 м и обвально-осыпные склоны. Днища долин относительно прямолинейные с временными водотоками, характеризуются четкой выработанностью. Вблизи осевой части хребтов, особенно на склонах северной экспозиции, встречаются элементы гольцовой альтиплинации (террасовидные уступы, "цирки", тумпы, денудационные останцы). Для крупных падей характерны асимметрия склонов, развитие педиментов, отсутствие террас, нередко — приуроченность к зонам повышенной трещиноватости пород.

Низкогорный флювиально-дефлюкционный рельеф с пологими и средней крутизны склонами развит на большей части Кличкинского хребта и юго-западных и северо-восточных

отрогах Нерчинского хребта. Рельеф относится к пенепленизированной части юго-восточного Забайкалья. Абсолютные отметки 700–900 м, относительные 100–200 м, крутизна склонов 2–10°. Гребни водоразделов широкие, постепенно переходят в пологие склоны. Склоны ровные, крутизна их 6–15°, без резких перегибов, сформировавшиеся не только в результате векового смещения рыхлого материала, но и плоскостного смыва, разделяются на дефлюкционные и делювиальные. Пади и лога очень широкие, сильно выработанные, наблюдаемая относительная прямолинейность их связана, по-видимому, с приуроченностью в ряде случаев к зонам разрывных нарушений. Повсеместно развиты педименты. Для данного типа рельефа характерно развитие биогенных бугров высотой до 2 м (тарбаганьих нор). Последние отсутствуют лишь на участках активизации дефлюкции, т.е. где скорость перемещения рыхлого материала сравнительно большая. На северо-западном склоне Кличкинского хребта развиты золовые бугры высотой от 1 до 4 м, редко 8 м и бугры смешанного биогенно-золового происхождения.

Денудационно-аккумулятивный рельеф

Денудационно-аккумулятивный рельеф межгорных котловин (полигенетическая поверхность межгорных котловин) включает поверхности впадин района – Западно-Урулюнгуевской, Алкучанского Говина, пади Карганатуй. В самой крупной Западно-Урулюнгуевской ппадине наблюдается понижение абсолютных отметок в северо-восточной части ее, связанное с большой денудацией, развивающейся в этом направлении.

Самые большие значения отметок наблюдаются на юго-западе (до 800 м). Ширина впадины от 10–15 до 20 км. Для впадины характерна асимметрия склонов, связанная с разной интенсивностью восходящих движений Нерчинского и Кличкинского хребтов. Более интенсивное поднятие Нерчинского хребта обуславливает и большую длину речных долин, выработанных реками, стекающими с его склонов; транспортирующая способность их повышена. В результате этих причин произошло смещение тальвега и самого русла р.Урулюнгуй.

Крупнохолмистая увалистая флювиально-денудационная равнина с пологими склонами протягивается вдоль левого склона Западно-Урулюнгуевской впадины. Ширина ее 3–8 км. Равнина расчленена

широкими долинами на отдельные холмы, увалы или массивы. Абсолютные отметки равнины 600–800 м, относительные превышения 20–150 м с увеличением к Нерчинскому хребту. Равнина наклонена к руслу р.Урулюнгуй. Уклон от 1–2° до 5°. У оз.Селинор холмистая равнина переходит на правый склон Западно-Урулюнгуевской впадины. Холмы в пределах равнины разделены ложбинами, напоминающими делла блюдцеобразной формы глубиной от 2–3 до 10–15 м.

Важным склонообразующим фактором в зоне холмистого рельефа является плоскостной смыв. Пади широкие, ящикообразные, сочленение их со склонами плавное, или уступообразное. На увлажненных днищах часто развиты мерзлотные многоугольники, образованные грунтовыми трещинами, расширяющимися и сжимающимися в связи с колебаниями температур.

Упложенная аллювиально-пролювиальная равнина широко развита вдоль русла р.Урулюнгуй. На левом склоне Урулюнгуя она граничит с холмистой равниной. На правом склоне вдоль делювиального шлейфа приключается к средне- и низкогорному рельефу Кличкинского хребта. На границе с холмистой равниной часто наблюдается уступ высотой 4–5 м. Ширина равнины от 2 до 6 км с уклоном поверхности от 0,5 до 2°. На поверхности равнины развиты холмы высотой до 2 м, обусловленные наличием ложбин стока, биогенные и золовые бугры, мерзлотные многоугольники.

Плоская озерно-аллювиальная равнина и озерные котловины развиты в осевой части Западно-Урулюнгуевской впадины. Ширина равнины колеблется от 1,5 до 4,5 км. От аллювиально-пролювиальной равнины она отделяется нечетко выраженным уступом высотой 1–3 м. Отдельные участки ее слабо всхолмлены эрозионными и мерзлотными процессами. Генетически равнина связана с жизнью р.Урулюнгуй и является отчасти ее высокой поймой. На поверхности наблюдается заболоченность, развитие кочек, бугров пучения, особенно на территории разгрузки подземных вод. На всхолмленных участках иногда развиты солончаки размером 20х25 м. Озерные котловины периодически наполняются водой. Обычный диаметр озер 100–1000 м, глубина 1–2 до 5 м. В крупных котловинах наблюдаются озерные террасы высотой 1,2–2 м, шириной до 50 м. Озера, по-видимому, возникли в результате термокарстовых явлений, суффозии, подпруживания рыхлым материалом, пучения грунтов и разгрузки подземных вод.

В истории развития рельефа территории листа можно выделить ряд основных моментов: главные геоморфологические элементы района были заложены в конце мезозоя, когда началось развитие впадин Западно-Урулунгуевской и Алкучанского Говина, и определились не только их водосборные бассейны, но и горные сооружения, поставляющие обломочный материал, отлагаемый во впадинах. В позднемеловую эпоху происходит быстрое поднятие не только горных хребтов рассматриваемого района, но и впадин, в которых прекращается процесс осадконакопления. Активные тектонические движения вызвали образование долины прорыва (проход Маргучек), в результате чего произошел спуск Западно-Урулунгуевского позднемелового – раннемелового водоема. В эту эпоху закладываются речные долины.

В палеогеновый и неогеновый периоды для территории характерно образование кор выветривания, сравнительно сухой климат и незначительная по силе эрозия. В это время окончательно формируются долинные педименты.

Раннечетвертичная эпоха знаменуется некоторым поднятием, выпадением обильных осадков и активизацией речной эрозии. Результатом этого процесса явилось образование эрозионных и аккумулятивно-эрозионных уступов, размыв верхней части кутинских осадков в депрессиях, формирование переуглубленных, резко V-образных речных долин. В настоящее время эти долины отличаются несоизмеримой с площадью и длиной их бассейнов мощностью четвертичных отложений (до 50–60 м). На территории Западно-Урулунгуевской впадины образуется сеть речных долин, глубоко врезаемых и тяготеющих устьями в сторону Маргучекского прохода, поперек долины р. Урулунгуя. Западно-Урулунгуевская впадина заполняется рыхлым материалом.

Начиная со среднечетвертичной эпохи и до настоящего времени, район характеризуется переменным режимом тектонических подвижек с преобладанием опускания. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на континентальный холодный климат и уменьшение количества осадков по сравнению с раннечетвертичной эпохой. В связи с этим транспортирующая способность рек резко падает и происходит разгрузка рыхлого материала непосредственно в падах, что приводит почти к полной "маскировке" раннечетвертичных образований и педиментов.

Совокупность тектонических и денудационных процессов, действовавших в течение кайнозоя, привела к окончательной моделировке рельефа, придав ему современные очертания.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рассматриваемая территория относится к выделенному С.С.Смирновым (1944) Приаргунскому полиметаллическому поясу. В ее пределах находятся промышленные месторождения полиметаллических руд, флюорита, а также непромышленные месторождения и рудопоявления магнетитовых руд, россытного золота, молибдена, бериллия, олова, тантала и ниобия, сурьмы, мышьяка, горного хрусталя, барита. Известны месторождения отроительных материалов. Шлиховым и металлотрическим опробованием установлены ореолы рассеяния вольфрама, олова, цинка, свинца.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

Железорудные контактово-метасоматические месторождения и проявления локализованы на контактах каменноугольных гранитоидов с ксенолитами карбонатных пород и сланцев нортуйской свиты.

Т а р б а з и т у й с к о е м е с т о р о ж д е н и е (56) представлено восемью мелкими, размерами от 2 х 5 до 5 х 30 м, штокообразными рудными телами магнетитовых скарнов. По данным Ю.П.Писцова (1954г), валовое содержание железа достигает 58,8%, мышьяка – 0,03%, фосфора – 0,03%, серы – 0,03%. Ориентировочные запасы руды по категории С₂ – 1300 тыс.т.

Наиболее крупное из проявлений К о н д у й с к о е (6) представлено серией магнетитовых жил и прожилков (мощностью до 0,7–0,9 м, длиной до 15–20 м) в ксенолитах амфиболовых сланцев в гранитах. Валовое содержание железа – 43,39% (Сигидин, Аношкин, 1960г).

Известные месторождения и рудопоявления магнетита, ввиду незначительных размеров оруденения, промышленного интереса не представляют. Железо в качестве сопутствующего элемента присут-

стает в рудах некоторых редкометальных и полиметаллических месторождений и рудопоявлений.

Цветные металлы

В районе довольно многочисленны месторождения и проявления цветных металлов. Здесь находятся Кличкинская и Заурулунгуевская группы полиметаллических месторождений, а также более 10 проявлений и ореолов рассеяния свинца, цинка, мышьяка. Эти месторождения и проявления локализируются в различных комплексах горных пород. Оруденение эндогенного типа и связано, главным образом, с варисским и киммерийским тектоно-магматическими циклами.

Свинец

Свинец присутствует во всех полиметаллических месторождениях и рудопоявлениях на территории листа, а также образует самостоятельные рудопоявления и ореолы рассеяния.

Сухаревское рудопоявление (54) приурочено к ксенолиту карбонатных пород нортуйской свиты в каменноугольных гранитах. Оно представляет собой кварцевую жилу с галенитом (мощность до 3 м), прослеженную по простиранию на 50 м). Содержание свинца составляет 0,04–0,13%. Практического интереса рудопоявление не представляет.

Дмитриевское рудопоявление (59) приурочено к тектонической зоне северо-западного простирания мощностью 40–50 м, длиной около 400 м, проходящей на площади развития раннепалеозойских гранитов. Оруденение представляет собой рассеянную вкрапленность галенита, приуроченную к мало-мощным дайкам гранитов. Содержание свинца варьирует от 0,2 до 0,57%. Ориентировочные запасы – 1500 т свинца. Рудопоявление недостаточно изучено на глубину.

На востоке территории И.А.Погудиным (1958ф) выделено несколько металлотрических ореолов рассеяния свинца (47, 49, 50) площадью от 2 до 27 км². Содержание свинца в рыхлых отложениях составляет 0,01–0,06%. Источниками металла являются, по всей вероятности, известные здесь кварцевые жилы и зоны разрывных нарушений. Наличие шлихового ореола рассеяния галенита (48)

площадь около 13 км² можно, по-видимому, объяснить теми же явлениями.

Самостоятельных рудопоявлений цинка не встречено, за исключением Зун-Сандукского металлотрического ореола (46), в пределах которого содержание цинка достигает 0,01%.

Свинцово-цинковые руды

Увирвудукское рудопоявление (62) приурочено к зоне лимонитизации мощностью до 25 м, расположенной в известняках нортуйской свиты. Линзовидное рудное тело мощностью 1–5,4 м, не прослеженное по простиранию, сложено лимонитами, в которых содержание свинца достигает 0,1%, цинка – 0,16%. Участок перспективен для поисков окисленных полиметаллических руд.

Яргалитуйский металлотрический ореол рассеяния (66) площадью 2,5 км² приурочен к полю развития эффузивных пород тургинской свиты. Содержание свинца и цинка достигает 0,01%.

Полиметаллические руды

На территории района, как указывалось выше, имеется две группы полиметаллических месторождений и рудопоявлений: Кличкинская и Заурулунгуевская. По генезису все они являются типичными гидротермальными образованиями. Единичные знаки свинцовых и цинковых минералов встречается в шлиховых пробах, в основном в осевой части Кличкинского хребта, а также в пределах Кондуйского массива, в зоне распространения кварц-флюоритовых жил.

Заурулунгуевская группа месторождений и рудопоявлений располагается на правом берегу Урулунгуя, в верховьях пади Нестериха. Пространственно они приурочены к ксенолитам известняков нортуйской свиты в раннепалеозойских и карбоновых гранитах, генетически же связаны с карбоновыми гранитами (на что указывает постоянное присутствие в гранитах акцессорных галенита, сфалерита). Здесь наблюдается девять самостоятельных месторождений, четыре из которых разрабатывались. Полностью выработано месторождение Домашевского прииска (55), где в 1874 г. было добыто четыре пуда серебра и 12 фунтов свинца.

Месторождение Савинское Урулюн-гуевского прииска (53) расположено в верховьях пади Нестериха. Приурочено к мелкому ксенолиту известняков среди каменноугольных и раннепалеозойских гранитов и представлено кварцевой жилдой, несущей сульфидное оруденение (сульфиды свинца, цинка, мышьяка). Мощность жилы 0,2–0,7 м при протяженности 40 м. Прослежена на глубину 35 м. Месторождение разрабатывалось. Среднее содержание серебра составило 390 г/т, свинца – 12%. Добыто 760 т руды. Запасы исчерпаны.

Месторождение "Шурфа" (57) представлено кварцевой жилдой с сульфидами свинца, цинка и мышьяка. Падение жилы северо-восточное под углом 50–70°. Мощность – от 2 до 8 м, длина – около 400 м. Содержание свинца до 1,27%, цинка – до 5,61%. По ориентировочному подсчету запасы окисленных руд по категории С₂ составляют 8 тыс.т, свинца – 16,8 т, цинка – 312 т при средних содержаниях свинца 0,21%, цинка – 3,9%. На данном этапе изученности месторождение не представляет практического интереса, однако перспективы глубоких горизонтов полностью не выяснены.

Медентьевское месторождение (58) представлено четырьмя самостоятельными рудными телами и несколькими мелкими линзами, расположенными в брекчированных лимонитизированных карбонатных породах нортуйской свиты. Тела имеют северо-восточное простирание, падение северо-западное. Расстояния между ними 20–40 м, мощность 1–2 м (в раздувах до 20 м), длина – 40–50 м. В рудах резко преобладает цинк. Содержания свинца и цинка – сотые и десятые доли процента. По мнению предыдущих исследователей (Ануфриева и др., 1956ф; Погудин, 1958ф) месторождение не представляет промышленного интереса ввиду малых размеров рудных тел.

Кличкинская группа полиметаллических месторождений и проявлений располагается в пади Паган-Золотуй и включает более 20 месторождений и рудопроявлений. Часть из них к настоящему времени выработана: рудники Савинский № 3 (39), Савинский № 2 (42), Савинский № 4 (41). Основными полезными компонентами месторождений этой группы являются свинец и цинк. В рудах содержится также серебро, медь, мышьяк, золото, сурьма, олово, марганец, кадмий, галлий, индий.

Большинство исследователей (в том числе Абрамов, 1962ф; Сергиенко, 1964ф) считают, что генетически полиметаллическая и флюоритовая минерализация Кличкинского рудного поля связа-

на с позднеюрской пластово-трещинной интрузией (Савинский шток).

Кличкинское месторождение (44) расположено в I км юго-западнее пос.Клички, на юго-восточном склоне одноименной горы. Известно с 1759 г., эксплуатировалось до 1866 г. как серебряно-свинцовое. Вмещающими породами являются мраморизованные доломиты (нортуйская свита) с прослоями метаморфических сланцев. Участок пересекается серией мелких разломов северо-западного и меридионального направлений. В пределах месторождения известно более 10 рудных жил, падающих на северо-восток под углами 35–65°. Жилы прослежены по простиранию до 200 м при протяженности блоков с промышленным содержанием металлов не более 75–100 м. По падению некоторые жилы прослежены буровыми скважинами на 100–150 м. Мощность жил обычно 0,2–0,6 м, иногда достигает 2,05–7,95 м. Руды принадлежат к галенит-сфалерит-пиритовой формации. Среднее содержание по месторождению: свинца – 18,1%, цинка – 9,25%. Запасы (по состоянию на I/I 1950 г.) составляют: свинца – 7,4 тыс.т, цинка – 3,7 тыс.т.

Почекуевское месторождение (36), известное с 1782г., расположено в 2,5 км к северо-западу от пос.Кличка. Месторождение приурочено к перемежаемости сланцев и карбонатных пород быркинской свиты, прорванных интрузией кварцевых диоритов и серией даек диоритового состава. Рудные тела локализируются в зонах тектонических нарушений преимущественно меридионального и субширотного простирания. Месторождение представляет собой мощную (90–120 м), слабо минерализованную зону протяженностью около 1000 м. Падение ее северо-восточное под углами 60–85°. Всего на месторождении известно 18 рудных тел, приуроченных либо к межпластовым трещинам, либо к тектоническим нарушениям, под небольшим углом секущим напластование. Длина пяти наиболее крупных рудных тел от 120 до 1000 м, мощность – 1–25 м. По падению они прослежены на 150–400 м, глубина зоны окисления 70 м. Остальные рудные тела имеют мощность 2–3 м (редко 5 м), длину – до 60 м. Рудные тела хилообразной, гнездовой, линзообразной, трубообразной формы. Оруденение представлено мелкой вкрапленностью в кварце пирита и арсенопирита, на фоне которой встречаются гнезда и прожилки пирита, сфалерита, реже галенита и буланжерита. Содержание свинца в рудах достигает 2,5%, цинка – 9%, мышьяка – 6,32%, сурьмы – 0,91%, серебра – 74,95 г/т, золота – 0,62 г/т, олова –

0,08%. Ориентировочные запасы по категории C_1 в окисленных рудах – 12,2 тыс.т свинца при среднем содержании 0,35% и 345 тыс.т цинка при среднем содержании 0,02%. В сульфидных рудах запасы свинца оцениваются в 1,57 тыс.т при среднем содержании 0,06%, цинка – 4,98 тыс.т при среднем содержании 0,19%, мышьяка – 2,36 тыс.т при среднем содержании 0,09%.

Попутно могут извлекаться сурьма, серебро, олово. Кроме того, в рудах присутствуют кадмий и индий. Месторождение разрабатывалось как серебро-свинцовое до 1834 г. Месторождение перспективное, необходима доразведка его на глубину с помощью бурения.

Месторождение Савинское № 5 (38), известное с 1783 г., находится у северной окраины пос. Кличка. Геолого-структурная позиция его аналогична описанной для Почкуевского месторождения. Рудные тела южной части месторождения представлены сложными пластообразными залежами. Наиболее крупное из них мощностью 1–2,5 м (до 10–16 м в раздувах) падает на восток под углами 35–80°. В северной части месторождения установлены небольшие гнездообразные тела, форма которых обусловлена пересечением или сочленением дорудных трещин с контактами различных пород. Руды представлены сланцами и карбонатными породами с вкрапленностью сульфидов. В пластообразных залежах содержание свинца составляет 2–3%, цинка – 3–4%; в гнездообразных телах суммарное содержание металлов достигает 12–15%. Общие запасы свинца по месторождению – 79,4 тыс.т, цинка – 146,4 тыс.т. Месторождение эксплуатируется. Попутно со свинцом, цинком и мышьяком из руд извлекаются серебро, кадмий, индий, сурьма. Кроме того, в рудах присутствуют золото, вольфрам, бериллий, торий, ниобий.

Мышьяк

Мышьяк является постоянным элементом-спутником в полиметаллических и редкометалльных рудах. Кроме того, известно одно самостоятельное рудопроявление мышьяка.

Халтуйское рудопроявление (21) находится на южном склоне горы Халтуй. Приурочено оно к тектоническому нарушению северо-западного простирания в песчаниках акагуевской свиты, в которых наблюдается крайне неравномерная вкрапленность арсенопирита. Зона оруденения средней мощностью

0,5 м прослежена по простиранию на 70 м. Содержание мышьяка от 0,4 до 22%. Слабая изученность не позволяет однозначно судить о перспективности рудопроявления.

Благородные металлы

Золото

На территории с середины XIX в. известно два небольших россыпных месторождения золота.

То х а л т у й с к о е м е с т о р о ж д е н и е (27) расположено в 4,5 км к югу от пос. Цаган-Олуй. Оно представляет собой аллювиальную россыпь с мощностью золотоносного пласта 0,8 м. Ширина и протяженность пласта, а также содержание золота неизвестны. Россыпь разрабатывалась старателями.

Ц а г а н – О л у й с к о е м е с т о р о ж д е н и е (33) расположено у устья пади Копчил. Длина золотоносного пласта около 800 м, ширина до 1,3 м, средняя мощность около 0,75 м. Содержание золота колеблется от 0,15 до 0,6 г/м³. Месторождение отработано.

Редкие металлы

Редкометалльная минерализация района тесно ассоциирует с полиметаллическим и флюоритовым оруденением. Из редких металлов в районе известны олово, вольфрам, молибден, бериллий, тантал, ниобий, ртуть, сурьма, висмут.

Олово

П о ч е к у е в с к о е с е в е р н о е р у д о п р о я в л е н и е (35) расположено на юго-западном склоне горы Кольтуй, на контакте пород калганской и нортуйской свит. Здесь на площади около 3 км² наблюдаются более 10 зон магнетитовых скарнов, приуроченных к локальным разрывам широтного, северо-западного и северо-восточного направлений и имеющих падение в северных румбах под углами 50–70°. Мощность зон скарирования до 13 м, длина – до 2 км. Оруденение гнездово-вкрапленное. Уста-

новленная глубина оруденения 50 м, возможная – 500 м. Руды характеризуются содержанием железа до 20–40%, цинка 0,1–5,2%, олова 0,1–0,9%, вольфрама 0,01–0,14%, бериллия 0,01–0,17%, свинца до 0,35%.

Генетически оруденение связано со штоком гранитов. Скарны и грейзены содержат повышенные концентрации олова, бериллия, вольфрама, молибдена, цинка. В 1967 г. разведочные работы на данном участке не дали положительных результатов. Весьма часто касситерит встречается в шлиховых пробах. По данным шлихового опробования, выделено пять ореолов рассеяния, имеющих площадь от 10 до 390 км² (34,51,52,61,68). Содержание касситерита в рыхлых отложениях 1–5 г/м³, иногда до 35 г/м³. Коренными источниками являются не только тела редкометалльных и полиметаллических руд, но также разнообразные гранитоиды, в которых касситерит присутствует как акцессорный минерал.

Вольфрам

Вольфрам в качестве элемента-спутника присутствует в рудах цветных и редких металлов. Шеелит, реже вольфрамит, при шлиховом опробовании встречен в пределах трех ореолов рассеяния площадью от 45 до 102 км² (1,4,8). Вероятность промышленных россыпей вольфрамовых минералов очень низка.

Молибден

В районе известны три рудопроявления молибдена на площади Цаган-Олуевского гранитного массива, с которым они генетически связаны.

Эти рудопроявления – Цаган-Олуевское (25), Илатуйское (29) и на водоразделе падей Зун-Карын-Цориская (32) – относятся к жильному типу и представлены кварцевыми жилами с вкрапленностью и примазками молибденита. Площадь свалов кварца с молибденитом невелика. Содержания молибдена низкие и лишь на отдельных участках, по данным спектрального анализа, достигают 0,3–1%. Из-за малых размеров и низких содержаний металла эти рудопроявления не представляют большого интереса.

Бериллий

Южный участок (45) расположен в пределах Кличкинского рудного поля. На участке наблюдаются дресвянистые брекчии с прослоями кварц-слюдистых сланцев и доломитов, прорванные гранитами и их дайками. Основной рудовмещающей структурой является тектоническая зона субширотного простирания, которая в восточной части сопрягается с Цаган-Золотуевским разломом. Падение зоны северо-восточное под углом 50–60°. Прослеживается она на расстояние до 800 м. В пределах зоны выявлено 10 тел, представленных грейзенизированными скарнами, залегающими на контакте даек гранитов с доломитами или в самих доломитах, а также на контакте кварц-слюдистых сланцев с доломитами. Приурочены рудные тела к разрывным нарушениям субширотного простирания. Они имеют мощность 0,3–3,0 м, длину – от 10–20 до 400 м. Минеральный состав грейзенизированных скарнов: флюорит, мусковит, скаполит, гранат, циркон, ксенотим, сфен, касситерит, пирит, галенит, сфалерит, магнетит, берилл, бертрандит, фенакит. Среднее содержание В₂O – 0,35%. Участок требует дальнейшего изучения.

Тантал и ниобий

Единственное рудопроявление тантала и ниобия (23) на территории листа находится в верховьях пади Бырка, в поле развития контактово-измененных пород быркинской свиты. Рудопроявление представлено пегматитовой жилой с мелкими таблитчатыми кристаллами танталита. Простирание жилы меридиональное, мощность до 3 м, прослеженная длина около 20 м. По данным химического анализа, содержания Nb₂O₅ – 0,002%, Ta₂O₅ – 0,002% (Абрамов и др., 1964ф). Генетически рудопроявление связано с гранитами Кондуйского массива и представляет лишь минералогический интерес.

Ртуть

Киноварь наблюдается в виде единичных знаков в ряде шлихов из делювия (район падей Чиндатуи, Дырбылкей, приустьевая часть р. Манкечур).

Сурьма

Рудопроявление сурьмы Н и ж н и й К а л т а н (63) расположено в 500 м севернее одноименного озера. Здесь на площади развития пород милозанской свиты наблюдается серия зон дробления мощностью 5–7 м, длиной до 3 км, падающих на северо-восток под углом 60° . В этих зонах наблюдаются кристаллы антимонита длиной до 5–15, иногда до 40 см. Содержание антимонита в глинах известняка колеблется в пределах 5–45%. Содержание сурьмы в штучных пробах – до 6,29% (Пермяков, 1968ф). Рудопроявление заслуживает внимания.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с ы р ь е

Горный хрусталь

В пределах Цаган-Олуевского гранитного массива известны два проявления дымчатого кварца: горы Крестовой (24), горы Ерничной (26) и одно проявление пьезосурья.

Первые два рудопроявления представляют собой пегматитовые жилы в гранитах. Мощность жил – 1 м, длина – 15–20 м. Жилы имеют пегматоидную зону, сложенную кристаллами дымчатого кварца. Размеры кристаллов 0,3 см.

В 7–8 км к югу от с.Цаган-Олуй, вблизи горы Малая Кадая, среди роговообманково-биотитовых гранитов наблюдаются пегматитовые и кварцевые жилы северо-восточного простирания (28) мощностью 0,2–0,8 м. В кварцевых жилах встречаются мелкие пустоты, выполненные друзами горного хрусталя. Размеры кристаллов не превышают 0,5 см по длинной оси. Кондиционных кристаллов кварца не обнаружено. Все рудопроявления кварца мало перспективны из-за незначительности их размеров и некондиционности кристаллов.

Химическое сырье

Флюорит (флюс и химсырье)

На территории листа известно два месторождения и 18 проявлений флюорита. В большинстве случаев они принадлежат к единому с полиметаллическим оруденением процессу рудообразования, но сформированы в более позднюю стадию. Так же как и полиметаллическое, флюоритовое оруденение приурочено к нарушениям в различных комплексах пород. Возраст оруденения большинством исследователей считается верхнеюрским.

Наиболее интересным в экономическом отношении и с геологической точки зрения является Гарсонуйское месторождение, находящееся в пределах Кличкинского рудного поля.

Гарсонуйское месторождение (43) расположено в пойме р.Цаган-Золотуй, у юго-восточной окраины пос.Кличка. Участок сложен карбонатными породами нортуйской свиты и сланцами бяркинской свиты, прорванными юрскими кварцевыми диоритами и каменноугольными гранитами. Оруденение локализуется в межпластовых и пластовых трещинах, образуя серию сложных линзовидных и жилкообразных тел кварц-флюоритового, кальцит-флюоритового и каолинит-флюоритового состава. Залегание рудных тел согласно с общим залеганием вмещающих пород.

На собственно Гарсонуйском участке месторождения выявлено 11 рудных тел. Расстояния между ними от 5 до 60 м. Длина рудных тел по простиранию варьирует от 40 до 583 м, средние мощности от 0,9 до 10 м. Содержание флюорита колеблется от 23 до 38%, иногда до 62%. Среднее содержание флюорита 38,39%, запасы руды указаны в табл.3.

В отдельных рудных телах присутствует литий в количествах 0,01–0,03%, редко 1%. В рудах отмечено также наличие бериллия в виде бертрандита, фенакита и берилла. Среднее содержание бериллия 0,002%. Гарсонуйский участок находится в стадии завершения детальной разведки и сдачи его в эксплуатацию.

В пределах Гарсонуйского месторождения разведывается еще ряд перспективных участков с флюоритовым оруденением: Олимпийский, Начирский, Зямовейский, Манский.

Таблица 3

Запасы флюорита Гарсонуйского месторождения по состоянию на 1 января 1969 г.

Участок	Балансовые запасы, тыс.т					Забалансовые запасы, тыс.т	
	C ₁			C ₂		C ₁	
	Руда		Содержание флюорита, %	Руда	Содержание флюорита, %	Руда	Содержание флюорита, %
	всего	в том числе утверждено ГКЗ СССР					
Дарьинский карьер		I2I7	41,9	-	-	-	-
(подземный) I665	I665		37,0	-	-	-	-
Гарсонуйский	I28I	I284	38,4	II08	37,5	46	27,0
Олимпийский	I37I	I256	37,0	-	-	-	-
Начирский	349	349	50,9	I79	36,3	49	30,0
Манский	-	59	33,7	60	30,2	39	
Зимовейский	-	I42	38,4	I88	34,5	-	-
Южно-Савинский	-	-	-	787	45,0	-	-
Всего		5972	39,6	2322	36,7	I34	28,5

Нарынское месторождение (I6) расположено в пределах Кондуйского массива среднеюрских гранитов. Рудные тела приурочены к разрывным нарушениям субмеридионального и северо-восточного простирания. Основными из них являются три кварц-флюоритовых жилы, имеющих длину (промышленной части) соответственно 530; 560; 280 м и мощность 2,38; 0,97 и I,3I м. Среднее содержание флюорита составляет 34,59%. Месторождение находится в стадии разведки.

Утвержденные запасы по категориям C₁+C₂ составляют 480,4 тыс.т (Сергеев, I960ф). Рудопроявления IO, I4, I5, I7, I9, 20 представляют собой кварц-флюоритовые жилы в гранитах Кондуй-

ского массива. Рудопроявления 5 и I3 представлены кварц-флюоритовыми жилами в гранитах третьей фазы каменноугольного комплекса. Рудопроявление I2 расположено на контакте пород быркинской и акатуевской свит, а рудопроявление I8 приурочено к контакту быркинской свиты и гранитов первой фазы цаган-олуевского комплекса. Длина кварц-флюоритовых жил от IO0 до 900 м (некоторые прослежены только по свалам), мощность от 0,1 до 3-4 м. Содержание флюорита от IO-I5 до 50% (редко - до 70%).

Рудопроявление 2 расположено на контакте пород акатуевской свиты и каменноугольных гранитов, рудопроявление II - в отложениях акатуевской свиты. Оба рудопроявления представлены кварц-флюоритовыми жилами длиной до 250 м, мощностью около 2 м. Содержание флюорита до 25%.

Емельян-Снобковское I (7) и Емельян-Снобковское II (9) рудопроявления приурочены к контактам мелких ксенолитов карбонатных пород с гранитами Кондуйского массива. Они представлены кварц-флюоритовыми жилами и зонами брекчий с кварц-флюоритовым цементом мощностью 0,7-0,8 м. Содержание флюорита 30-50%. Кроме того, в рудах отмечается 0,014% BeO и тысячные доли процента олова, молибдена, иттербия.

Удогойтуйское рудопроявление (60) представляет собой редкую вкрапленность флюорита в каменноугольных гранитах.

Уртуйское (64) рудопроявление представлено кварц-флюоритовыми жилами в раннепалеозойских гранитах, а Карганатуйское (65) - в породах урулунгуевской свиты.

Чиндачинское рудопроявление (72) представляет собой мелкую вкрапленность флюорита в туфах мезозанской свиты.

Барит

На территории листа расположены четыре рудопроявления барита.

Маргуцекское рудопроявление (37) представляет собой минерализованную зону северо-восточного падения, северо-западного простирания, мощностью 40 см (в длину не прослежена), выполненную крупнокристаллическим баритом. Спектральным анализом установлено также содержание фтора более IO%. Рудопроявление заслуживает постановки ревизионных работ.

Три рудопоявления барита (69,70,71) расположены юго-восточнее с.Соктуй-Милозан, в поле развития туфов и известняков милозанской свиты. Представлены кварц-баритовыми жилами в зонах тектонических нарушений. В виду малых размеров рудных тел и убогого содержания барита практического значения они не имеют.

СОЛИ

Мирабилит

Мирабилит наблюдается в водах целого ряда озер (Кудрявцева, 1940ф). Исследования геологов треста "Спецгео" показали, что воды наиболее крупных озер (Барун-Аралтуй, Цаган-Нор) содержат концентрации мирабилита, не имеющие практического значения. Эти данные подтвердились исследованиями Г.Р.Филипповой в 1966 г.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория листа богата строительными материалами, но они недостаточно изучены и разрабатываются кустарным способом.

Карбонатные породы

Известняки, пригодные для обжига на известь, распространены на участке пади Чиндантуй, на водоразделе падей Барон-Бурлюнгуи и Бурлюнкуская, на участке пади Каргуйтуй. Известняки занимают здесь обширные площади, но чистые, почти не перекристаллизованные разности известняков среди этих обширных полей карбонатных пород наблюдаются в небольшом количестве; запасы их не подсчитаны.

Известняки, используемые местным населением для обжига на известь, имеются в районе пос.Кличка (40) и с.Кондуй (3). К западу от пос.Кличка известняки занимают относительно большую площадь. Кондуйское месторождение представляет собой ксенолит известняков среди гранитов. Размер ксенолита 50х100 м. Химические анализы карбонатных пород (Стецюк, Химка и др., 1965ф) указывают на низкое их качество. Содержание CaO в 10 из 15 проб

не превышает 40%, лишь в 3 пробах достигает 41-46%. При этом в пробах отмечается высокое содержание нерастворимого остатка - от 3,1 до 16%. Результаты химических анализов заставляют считать карбонатные породы непригодными для получения строительной извести.

Глинистые породы

Кирпичные глины (аллювиальные) встречаются в устье пади Алгачи (22), а также в районе с.Цаган-Олуй (около правого борта пади Золотой). Каких-либо сведений о запасах и качестве глин не имеется. Они используются местным населением.

Кирпичные суглинки (делювиальные) разрабатываются кустарным способом у с.Цаган-Олуй, в районе пади Золотой. Они почти не исследованы.

Обломочные породы

Пески, пригодные для изготовления строительных растворов и кирпича (по данным треста "Спецгео"), наблюдаются по берегам р.Урулунгуи. Пески мелкозернистые, обычно хорошо отсортированы. Мощность их достигает 2-3 м. Запасы не подсчитаны.

Галечники широко развиты в Западно-Урулунгуевской впадине. Мощность их не превышает 2-3 м. Они могут использоваться при дорожных работах. Запасы не подсчитывались.

Бутовый камень и щебень

Билетайское месторождение бутового камня и щебня (67) открыто в 1967 г. в связи с организацией базы строительной индустрии в окрестностях пос.Октябрьский. Месторождение находится на одном из юго-восточных отрогов г.Тут-Халтуй (левобережье пади Петручи). Оно представлено роговиками и песчаниками. Роговики образованы за счет метаморфизма пород урулунгуевской свиты и состоят из кварца, цоизита, биотита и кордиерита. Совместно с песчаниками роговики составляют продуктивную толщу. Разведочные работы, проведенные на месторождении предприятием п/я А-3214, и лабораторные исследова-

ния позволяют считать породы месторождения пригодными для получения обыкновенного (тяжелого) бутового камня с прочностью марки "600" (прочность на сжатие в сухом состоянии – 690–2420 кг/см², в водонасыщенном состоянии – 710–2020 кг/см²), с морозостойкостью марки "МРЗ 50" (потеря прочности после 50 циклов естественного замораживания 0,6–25%). Бутовый камень пригоден для кладки фундаментов, как заполнитель в бутобетоне и т.п. Кроме того, породы месторождения пригодны для получения щебня с прочностью марки "800". Сопротивляемость щебня удару на копке "ПМ" – 135–178 (марка "475"), истираемость марки "И-1" (износ в полочном барабане не более 20% веса), морозостойкость марки "МРЗ 50" (потери веса при испытании 10 циклами в растворе Na₂SO₄ составляют 5,1–9,7%). Щебень применяется как заполнитель для тяжелых бетонов марок включительно до "400", для оснований и покрытий автомобильных дорог III–IV категории и балласта железнодорожных путей. Условия залегания продуктивной толщи позволяют организовать добычу открытым способом. Запасы по состоянию на 1 января 1968 г. по категории В – 763,6 тыс.м³, по категориям C₁ – 1816,8 тыс.м³ и B+C₁ – 2580,4 тыс.м³. Месторождение отнесено к крупным с невыдержанным качеством полезного ископаемого.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

В пределах площади листа известно два незначительных проявления аквамарина и сопутствующего ему аметиста, расположенные одно в 5,8 км к юго-западу от горы Малая Кадая (30), а другое (31) – в 3 км к востоку от первого (30). Рудопоявления представляют собой пегматитовые жилы с мелкими единичными кристаллами аквамарина. Ввиду малых масштабов проявления практического интереса не представляют.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Описываемый район давно известен своими месторождениями полиметаллических руд. Работы последних лет позволяют несколько пересмотреть установившиеся представления о металлогенической специфике района и открывают широкие перспективы в отношении флюорита и редких металлов.

Для поисков месторождений флюорита перспективной является южная, придепресссионная часть Цаган-Олуевского массива, Кондуйский массив и площадь Кличкинского рудного поля. Особенно перспективны участки, приуроченные к тектоническим нарушениям субмеридионального – северо-западного простирания.

Кличкинское рудное поле перспективно также для обнаружения месторождений бериллия, повышенных концентраций лития и редких земель. Наиболее интересным в отношении бериллиевой минерализации является Гарсонуйское месторождение.

Открытие И.А.Погудиным ореолы повышенного содержания свинца в пределах полей развития пород нортуйской свиты указывают на возможность нахождения здесь полиметаллических руд. Эти участки рекомендуются для постановки детальных поисково-ревизионных работ.

Поскольку возраст полиметаллического и флюоритового оруденения верхнеюрский, можно предположить, что оруденение и эффузивные образования верхней юры связаны с единым магматическим очагом. Следовательно, верхнеюрские эффузивы, так же как и остальные комплексы пород района, могут быть перспективными в отношении обнаружения в них оруденения.

Известный интерес представляет район в отношении перспективности на железо осадочного генезиса. Как показали работы Ю.П.Писцова (1957–1960), Западно-Урулунгуевская впадина по своему строению и характеру отложений имеет много общего с Аргунской впадиной, в районе которой расположено Березовское железорудное месторождение. Не исключена возможность, что в опущенных блоках в пределах Западно-Урулунгуевской впадины на глубине находятся концентрации полезного компонента. В этом отношении было бы целесообразным глубокое бурение до фундамента впадины.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям залегания, характеру циркуляции и в зависимости от литологического состава водовмещающих пород, их структурных и текстурных особенностей на территории листа подземные воды подразделяются на: 1) порово-пластовые рыхлых четвертичных отложений; 2) трещинные и трещинно-пластовые воды юрских и раннемеловых осадочных и осадочно-эффузивных образований; 3) трещинные и трещинно-карстовые воды девонских (?) и поздне-

протерозойских осадочно-метаморфических пород; 4) трещинные воды юрских и палеозойских гранитоидов; 5) трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Порово-пластовые воды отложений четвертичного возраста в районе имеют широкое распространение. Они вскрыты в пределах всех крупных речных долин и в Западно-Урулунгуевской впадине. Водовмещающие породы представлены глибово-щебнистым и гравийно-галечным материалом с суглинистым, песчаным и супесчаным заполнителем, с прослоями и линзами суглинков и глин.

Мощности обводненных зон рыхлых отложений колеблются от 0,2 до 15–20 м в речных долинах и до 30–60 м в пределах Западно-Урулунгуевской впадины. Порово-пластовые воды залегают на глубине до 5 м, редко до 10–15 м.

По гидравлическим свойствам эти воды подразделяются на напорные и безнапорные (грунтовые). Напорные воды имеют стабильный режим лишь в пределах Западно-Урулунгуевской впадины, где совместно с трещинно-пластовыми водами осадочных отложений тургинской свиты образуют единую водонапорную систему Западно-Урулунгуевского артезианского бассейна. Пьезометрические уровни напорных вод устанавливаются на глубинах 2–10 м в периферийных частях артезианского бассейна, на уровне поверхности земли или на 2 м выше ее в осевой части бассейна и не более 1 м на остальных участках. Удельные дебиты скважин и колодцев, эксплуатирующих порово-пластовые воды, колеблются от 0,05 до 2–5 л/сек. Родники, связанные с этими водами, встречаются редко.

По химическому составу порово-пластовые воды относятся в основном к гидрокарбонатно-кальциево-магниевым с минерализацией 0,15–1 г/л. В западной части Западно-Урулунгуевской впадины безнапорные порово-пластовые воды относятся к хлоридным, хлоридно-гидрокарбонатным с пестрым катионным составом. Минерализация воды здесь довольно высокая – до 5–20 г/л, а в отдельных случаях до 41 г/л.

Режим порово-пластовых вод непостоянен. Питание их осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. В водоснабжении порово-пластовые воды играют небольшую роль.

Трещинные и трещинно-пластовые воды мезозойских осадочных и осадочно-эффузивных образований широкое площадное распространение имеют в северо-западной, центральной, северо-восточной и южной частях района.

По гидравлическим свойствам эти воды разделяются на напорные и безнапорные. Глубины залегания безнапорных трещинных вод колеблются от нескольких до 60 м и находятся в прямой зависимости от геоморфологических условий участков. Мощности обводненных трещиноватых зон здесь редко превышают 20 м. Подшвой для этих вод служат незатронутые трещиноватостью коренные породы.

Напорные трещинно-пластовые воды вскрыты разведочными и эксплуатационными скважинами на глубинах от 10 до 60 м. Уровни этих вод устанавливаются на глубине 2–5 м, иногда достигают 2 м над поверхностью земли.

Водообильность мезозойских осадочных и осадочно-эффузивных образований довольно высокая. Дебиты родников изменяются от 0,3 до 3,5 л/сек, достигая в единичных случаях 17–37 л/сек. Удельные дебиты по скважинам составляют 1–4 л/сек.

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, гидрокарбонатным кальциево-магниевым или магниевым, реже – натриевым. Минерализация вод 0,08–0,3 г/л, иногда до 0,7 г/л.

Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока трещинных вод гранитоидов и позднепротерозойских осадочно-метаморфических пород, а также за счет порово-пластовых вод четвертичных отложений, с которыми трещинно-пластовые воды находятся в тесной гидравлической связи. Основными областями питания этих вод являются водораздельные части Нерчинского и Кличкинского хребтов.

Трещинные и трещинно-пластовые воды мезозойских отложений могут быть надежным источником водоснабжения. В настоящее время они используются только для водоснабжения сел Токавкино, Васильевский Хутор и некоторых небольших животноводческих ферм.

Трещинные и трещинно-карстовые воды допрских осадочно-метаморфических пород в пределах описываемого района имеют сравнительно небольшое распространение. Приурочены они к зоне эффективной трещиноватости пород милозанской толщи, урулунгуевской, быркинской и нортуйской свит.

Водовмещающие породы представлены метаморфическими сланцами различного состава, конгломератами, метазэффузивами, трещиноватыми, кавернозными или закарстованными известняками, доломитами, мраморами.

По гидравлическим свойствам эти воды подразделяются на напорные и безнапорные (грунтовые). Грунтовые воды развиты обычно

в пределах водораздельных пространств и склонов речных долин. Зеркало их, судя по абсолютным отметкам мест выхода родников, грубо повторяет форму современного рельефа. Скважинами эти воды вскрываются на глубине 20–50 м.

Областями развития напорных вод являются днища речных долин и падей, где в подавляющем большинстве случаев древние метаморфические породы перекрыты водонепроницаемыми отложениями четвертичной системы. На таких участках уровни напорных вод устанавливаются на глубинах до 15 м от поверхности земли, а иногда выше ее. Подошвой трещинных и трещинно-карстовых вод служат монолитные, незатронутые выветриванием, метаморфические породы.

Водообильность метаморфических пород по площади резко неравномерна: дебиты родников, связанных с грунтовыми водами, обычно не превышают десятых долей литра в секунду, в то время как родники, связанные с напорными водами, имеют дебиты от 2 до 5 л/сек. Удельные дебиты скважин, вскрывших трещинные и трещинно-карстовые воды, также различны – от 0,05 до 2,2 л/сек. Наибольшей водообильностью среди всего метаморфического комплекса пород отличаются существенно карбонатные толщи, в которых развиты трещинно-карстовые воды. На Кличкинском руднике приток в подземные выработки, вскрывавшие трещинно-карстовые воды, составлял 30–40 л/сек.

По химическому составу трещинные и трещинно-карстовые воды довольно однородны. Это – гидрокарбонатные магниево-кальциевые или кальциево-магниево-магневые воды с минерализацией от 0,25 до 0,5, редко – до 1 г/л.

Пополнение запасов вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и лишь частично за счет подтока воды из других водоносных комплексов. Режим трещинных и трещинно-карстовых вод, особенно глубоко циркулирующих напорных, характеризуется стабильностью. В существующем водоснабжении воды осадочно-метаморфических пород используются мало. Единичными скважинами они эксплуатируются лишь на центральной усадьбе совхоза им. К. Маркса и двух-трех животноводческих стоянках.

Трещинные воды юрских и палеозойских гранитоидов широко распространены в пределах Экэ-Булакского, Цаган-Олуевского, Кондуйского и Заурулунгуевского интрузивных массивов. Они приурочены к верхней трещиноватой зоне, мощность которой достигает 50 м в гранитоидах среднеюрского возраста и до 100 м в гранитоидах палеозойского возраста.

По гидравлическим свойствам трещинные воды гранитоидов относятся в основном к типу безнапорных (грунтовых). Подошвой их служат незатронутые выветриванием гранитоиды. Кровля у этих вод на большей части площади отсутствует. Глубина залегания их колеблется в пределах 10–40 м.

Водообильность юрских и палеозойских гранитоидов довольно низкая. Дебиты родников достигают лишь 0,05–0,3 л/сек, увеличиваясь в областях разгрузки до 0,5–1,5 л/сек, в единичных случаях достигают 3 л/сек. По химическому составу описываемые воды гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатные кальциево-натриевые, или гидрокарбонатные кальциево-магневые с минерализацией 0,1–0,15 г/л, реже до 0,25 г/л.

Питание трещинных вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков. Режим их весьма непостоянен. Благодаря неглубокому залеганию и хорошему качеству, трещинные воды гранитоидов широко используются для водоснабжения преимущественно мелких сельскохозяйственных объектов.

Трещинно-жильные воды имеют широкое распространение в районе. Они приурочены к зонам интрузивных контактов и тектонических нарушений, имеющих протяженность от 2–3 до 10–25 км и ширину от 30–50 м до 0,5 км. Согласно имеющимся данным, трещинно-жильные воды в пределах района циркулируют на глубинах до 300 м. По гидравлическим свойствам эти воды относятся в основном к напорным. Ненапорные воды имеют ограниченное распространение (в пределах водораздельных пространств). Глубина залегания вод от 5 до 50 м. Жильные воды обладают значительными притоками – от 1 до 7 л/сек, редко – до 15 л/сек. Химический состав их однообразен. Это простые гидрокарбонатные воды кальциево-магниевого, реже простого катионного состава. Минерализация их колеблется в пределах 0,08–0,6 г/л, преобладает – 0,25 г/л.

В питании трещинно-жильных вод основную роль играют те водоносные комплексы, в пределах которых расположены та или иная зона тектонического нарушения. Режим их довольно постоянен. В водоснабжении жильные воды играют большую роль. Они круглый год эксплуатируются колодцами и скважинами в селах Манкечур, Васильевский Хутор, а также на мелких сельскохозяйственных объектах в районе пос. Маргуцека.

Опубликованная

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусова О.Н., Докерман А.А. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская, лист М-50-ХІ. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1965.

Василенко В.Б., Вартанова Н.С. Возрастное расчленение гранитоидов методом термолуминесценции. - Геология и геофизика, 1963, № 7.

Гунбин В.Д., Сеница С.М. Первая находка фауны в отложениях шадоронской серии. - Докл. УІ научн. конфер. по геол. Прибайкалья и Забайкалья. 1969.

Князев Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Чита, 1962.

Козеренко В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.

Музилев С.А. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива, Восточное Забайкалье. - Тр. ВГО, вып. 136, 1932.

Мушников А.Ф., Рутштейн И.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская, лист М-50-Х. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1965.

Рутштейн И.Г., Олексив Б.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская, лист М-50-ІХ. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1965.

Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1944.

Абрамов И.К., Янтимиров А.Р. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-50-56-Г. Отчет о поисково-съемочных и геофизических работах масштаба 1:50 000, проведенных Магущевской партией в 1961-1962 гг. 1962.

Архангельская В.В., Лобанова Г.М. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района в Восточном Забайкалье. Итоговый отчет за 1956-1959 гг. ИГЕМ.

Беляев К.А. Полный отчет по геологическим и гидро-геологическим и почвенным исследованиям лета - осени 1937 г. района пос. Дырбылдей и озера Зилино. 1938.

Вартанова Н.С., Василенко В.Б. Акцессорные минералы и элементы-примеси гранитоидов Восточного Забайкалья. Отчет по этапу подтемы: "Петрология разновозрастных гранитоидов Восточного Забайкалья". 1963.

Горжевский Д.И. Геологическое строение восточной части Кличкинского хребта и геологическое строение Кличкинского рудного поля. 1949.

Гуревич М.А., Химка М.Н. Геологическое строение верховьев р. Урулунгуй. Отчет Цаган-Олуйской геологосъемочной партии за 1958 г. 1959.

Дворядкин В.Ф., Жуковский М.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р. Верхняя Борзя. Окончательный отчет Биркинской партии за 1966-1969 гг. 1968.

Лесняк Р.В., Сеница С.М. Юрский интрузивный магматизм Восточного Забайкалья. Окончательный отчет по теме № 5. 1965.

Мушников А.Ф. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:100 000, проведенных в бассейнах верховьев р. Бирка (Восточное Забайкалье). 1947.

Мушников А.Ф. Стратиграфия и тектоника юрских отложений юго-восточного Забайкалья. Кандид. дис. 1958.

х/ Хранится в Оф Читинского производственного геологического объединения.

Писцов Ю.П., Муратова И.И., Виганд А.И. и др. Стратиграфия и литология верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья. 1962.

Погудин И.А., Дороженков А.С. Отчет о результатах работ Урулунгуйской геофизической партии в Быркинском и Борзинском районах Читинской области за 1956-1958 гг. 1959.

Рутштейн И.Г. Отчет о поисково-ревизионных работах на уголь в безлесных районах юго-восточной части Читинской области. Август 1951 г. - февраль 1953 г. 1953.

Самойленко В.Н., Коржов М.И., Тараканов А.Г. Инженерно-геологические и гидрогеологические условия юго-западной оконечности Нерчинского хребта. Промежуточный отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной Васильевской партией в 1965 г. 1966.

Самойленко В.Н., Тараканов А.Г. Инженерно-геологические условия Западно-Урулунгуйской депрессии и ее горного обрамления. Промежуточный отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной Васильевской партией в 1966 г. 1967.

Стецк М.И., Химка М.Н., Бутин К.С., Херехов А.И. Стратиграфия верхнего протерозоя и нижнего палеозоя юга и центральной части Восточного Забайкалья. Окончательный отчет партии № 3 по теме "Стратиграфия нижнего палеозоя Восточного Забайкалья". 1965.

Филиппова Г.Р. Физико-химическая характеристика озер юго-восточного Забайкалья. 1966.

Приложение I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления и издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
I	2	3	4	5
1	Абрамов И.К., Булетов В.И.	Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1:50 000, произведенных на листах М-50-56-Б и М-50-57-А Яланской партией в 1962-1964 гг.	1964	Инв. № 10871
2	Ануфриева Е.Г., Дзядок В.П.	Полиметаллические месторождения Кличкинской группы в Восточном Забайкалье. Отчет с подсчетом запасов Кличкинской ГРП за 1947-1955 гг.	1956	Инв. № 8430
3	Былино Л.В., Гладков В.Г. и др.	О редкометальной минерализации в пределах Кличкинского рудного поля. Информационный отчет по темам: 5-10, 15-63 и 9-81-63	1963	Инв. № 10667

x/ Материалы, местонахождение которых не указано, хранятся в Оф Читинского производственного геологического объединения.

I	2	3	4	5
4	Гладков В.Г., Намолдов В.А. и др.	Перспективная оценка северо-запад- ного фланга Кличкин- ского рудного поля (на базе геологи- ческой съемки масшта- ба 1:200 000), запад- ного фланга и фунда- ментальных геологических ма- териалов по Почекуев- скому месторождению с ревизией полевой документации	1962	Инв. № 10257
5	Давыдов В.И.	Геолого-промышленный отчет Нерчинско-Завод- ской экспедиции	1949	Инв. № 665
6	Денисов К.К., Бурова Е.И.	К минералогии пегма- титов Восточного За- байкалья. Отчет о гео- логопоисковых и ревиз- ионных работах на уран Цаган-Олуйской (№ 31) партии за 1947 г.	1948	Инв. № 7929
7	Денисов К.К.	Отчет о результатах работ геологопоиско- вой партии на пьезо- кварц за 1941 г.	1941	Инв. № 1561
8	Дорошенко Ю.П.	Изучение условий фор- мирования некоторых флюоритовых месторож- дений Восточного За- байкалья методами ми- нералотермометрии (На- рынское, Дотовское, Таринское, Ново-Бугу- турское, Гарсонуйское,	1965	Инв. № 11161

I	2	3	4	5
9	Завада В.М.	Олимпийское, Камен- ское флюоритовые мес- торождения). Отчет по теме за 1964-1965 гг. Отчет о геологоразве- дочных и поисково- съемочных работах Ка- менской партии, про- веденных в районе Тар- базитуйской (Зауру- люнгуевской) группы полиметаллических мес- торождений в 1956- 1958 гг.	1962	Инв. № 10324
10	Иванов В.Н., Сергиенко С.А., Четвериков Е.К.	Отчет о результатах детальной разведки Дарьинского и Гарсо- нуйского участков Гарсонуйского флюори- тового месторождения Читинской области с подсчетом запасов по состоянию на I/III 1965 г. (Гарсонуй- ская партия) 1960- 1964 гг.	1965	Инв. № 11254
II	Иванов В.Н.	Промежуточный отчет о результатах геолого- разведочных работ на Олимпийском участке Гарсонуйского флюори- тового месторождения Читинской области с подсчетом запасов по состоянию на I/X 1966 гг.	1966	Инв. № 11567

1	2	3	4	5
12	Иванов В.Н.	Отчет о доразведке Дарьинского участка и предварительной разведке Южно-Савинского участка Гарсонуйского флюоритового месторождения Читинской области с подсчетом запасов по состоянию на I/I 1968 г.	1968	Инв. № 12047
13	Кудрявцева Н.Л.	Сводный очерк по климату, геологии, гидрогеологии, почвам и полезным ископаемым южной части Восточного Забайкалья	1938-1940	Инв. № 1428
14	Лем Х.Д., Фетисов Г.И.	Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:50 000 Дырбылмейской партии за 1952г. в районе пос. Красный Великан и пади Дырбылмей Борзинского района Читинской области	1953	Инв. № 6214
15	Мейтув Г.М.	Минералого-геохимические особенности свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье)	1963	Инв. № 10941
16	Московская Л.И.	Отчет Восточно-Забайкальской ревизионной поисково-разведочной партии на флюорит за 1942 г.	1942	Инв. № 1250

1	2	3	4	5
17	Никитин И.М., Боткина Ю.А.	Геологический отчет Даурской поисково-разведочной партии за 1951-1953 гг.	1954	Инв. № 7012
18	Огнев В.М., Огнева Л.А.	Отчет по геологической съемке масштаба 1:50 000 в районе падей Алкучанский Говин и Усть-Карганатуй Борзинского района Читинской области (Машиевская партия, 1956г.)	1956	Инв. № 8154
19	Озеров И.М.	Некоторые данные о полиметаллических месторождениях Тарбазитуй	1932	Инв. № 1938
20	Пермяков Б.Н., Пермякова И.А. Вишняков А.В. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Шамянского прогиба (Юго-Западное Приаргунье)	1968	Инв. № 12116
21	Писцов Ю.П.	Железородные месторождения Читинской области	1954	Инв. № 7006
22	Погудин И.А.	Отчет о результатах работ Урулдингуевской геофизической партии в Быркинском и Борзинском районах Читинской области	1958	Инв. № 8970
23	Руднев В.Н.	Геологические исследования 1930 г. в юго-восточном Забайкалье (ст. Нарасун, ст. Дырбылмей и пос. Соктуй-Милозан)	1931	Тр. ВГРО, вып. 152

1	2	3	4	5
24	Рудник И.С.	Почекуевское цинково-мышьяковое месторождение в Забайкалье	1939	Инв. № 1649
25	Русинов С.А., Михайлова Т.П.	Отчет Кличкинской партии № 102 за 1956 г. Результаты поисковых и поисково-разведочных работ в Юго-Восточном Забайкалье	1956	Инв. № 8175
26	Сергеев А.Д., Пьянков А.Я.	Геолого-промышленный отчет Нарынской партии о работах, проведенных на Кондуйском гранитном массиве в Каменско-Черновском пегматитовом поле Восточного Забайкалья в 1957-1959 гг., с подсчетом запасов Нарынского месторождения флюорита	1960	Инв. № 9549
27	Сергиенко С.Д., Дмитриенко Т.В. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые Кличкинского рудного поля (отчет о поисково-съемочных и геофизических работах масштаба 1:10 000, проведенных Ивановской партией в 1960-1963 гг.)	1964	Инв. № 10890
28	Серебряков И.И.	Годовой отчет Гарсонуйской партии	1960	
29	Сигидин В.И., Аношкин Л.К., Барзилович Г.В.	Геологический отчет Адун-Чалонской поисково-разведочной партии за 1959 г.	1960	

1	2	3	4	5
30	Смирнов С.С.	Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья	1944	Инв. № 2043
31	Фишер В.Л., Фетисов В.И.	Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 на Кондуйском гранитном массиве (Красноярская партия Приаргунской экспедиции)	1956	Инв. № 7652
32	Халимон С.И., Пермяков Г.Л.	Отчет о результатах детальной разведки Билетайского месторождения строительного камня, проведенной предприятием п/я А-3214 в 1957 г. по заказу 2203	1968	Инв. № 12154
33	Химка М.Н., Харламов А.И. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-50-ХУІ. Окончательный отчет Цаган-Олуйской геологосъемочной партии за 1958-1960 гг.	1962	Инв. № 10026
34	Чаадаева А.А.	Отчет о геологических, гидрогеологических и почвенных исследованиях на планшете М-50-55	1937	Инв. № 6034
35	Ярополк-Купалов И.К., Соболев В.К.	Отчет о геологических, гидрогеологических и почвенных исследованиях в Юго-Восточном Забайкалье на территории планшетов М-50-68, 69, 81 и части М-50-93 масштаба 1:10 000	1939	Инв. № 8005

Приложение 2

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-50-ХУІ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-рассыпное)	№ использованного материала по списку
I	2	3	4	5	6
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
Полиметаллические руды					
55	III-4	Домашевский прииск	Отработано	К	35
44	II-4	Кличкинское	Не эксплуатируется	К	2,5,15, 25,33,35
58	III-4	Мелентьевское	То же	К	2,19,22,35
57	III-4	Шурфа	"	К	35
36	II-4	Почекуевское	"	К	2,4,5,24
53	III-4	Савинское Уру-люнгуевского прииска	Отработано	К	35
38	II-4	Савинское № 5	Эксплуатируется	К	2,5,30
42	II-4	Савинское № 2	Отработано	К	2,33,35
4I	II-4	Савинское № 4	То же	К	2,33,35
39	II-4	Савинское № 3	"	К	2,33,35

I	2	3	4	5	6
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Химическое сырье					
Фторит					
43	II-4	Гарсонуйское	Разведывается	К	10,11,12, 27,28
16	I-3	Нарынское	Не эксплуатируется	К	8,26
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ					
Известняки					
40	II-4	Кличкинское	Разрабатывается	К	33
Бутовый камень и щебень (песчаники и роговики)					
67	IV-4	Бидетайское	Эксплуатируется	К	32

Приложение 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ М-50-ХУ I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - коренное, Р - россыпное)	№ использованного материала по списку
I	2	3	4	5	6
56	III-4	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		К	2I,33
		Черные металлы			
		Магнетитовые руды			
		Тарбазитуйское	Не эксплуатируется		
27 33	II-1 II-2	Благородные металлы		Р	33
		Золото			
		Тохалтуйское	Отработано		
		Цаган-Олуйское	"		
3	I-2	СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ		К	33
		Известняки			
		Кондуйское	Разрабатывается кустарным способом		
		Глины кирпичные			
22	I-4	Алгачинское	Разрабатывается кустарным способом	К	33

Приложение 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ М-50-ХУ I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
I	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Магнетитовые руды		
6	I-2	Кондуйское	Прожилки магнетита в ксенолитах амфиболовых сланцев в гранитах	29
		Цветные металлы		
		Свинец		
47	III-2	Дырбылдейское	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Рь до 0,05%	22
48	III-2	Шыныстуйское I	Шлиховой ореол рассеяния галенита	I4
49	III-2	Илыстуй-Дырбылдейское	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Рь до 0,03%	22
50	III-2	Чурунтуйское	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Рь до 0,06%	22

I	2	3	4	5
54	III-4	Сухаревское	Кварцевая жила с галенитом	I9
59	III-4	Дмитриевское	Дайки гранитов с вкрапленностью галенита	9,22
Цинк				
46	III-1	Зун-Сандукское	Металлометрический ореол рассеяния, содержание Zn 0,01%	22
Свинцово-цинковые руды				
62	IV-2	Увирвудукское	Лимонитизированная зона с содержанием Pb 0,1%, Zn 0,16%	I4
66	IV-4	Яргалитуйское	Металлометрический ореол рассеяния, содержание до 0,01%	22
Мышьяк				
2I	I-4	Халтуйское	Жилы, прожилки и вкрапленность сульфидов, содержание As до 22%	I
Редкие металлы				
Олово				
34	II-3	Бассейны паддей Убурморгойтуй и Кайласун	Шлиховой ореол рассеяния, содержание касситерита от I до 2 г/м ³	33

I	2	3	4	5
35	II-4	Почекуевское северное	Магнетитовые скарны с содержанием олова 0,1-0,9%	2,3,4,24,27
5I	III-3	Падь Арамогойтуй	Шлиховой ореол рассеяния, содержание касситерита до 35 г/м ³	33
52	III-3	Бассейн пади Алкучанский Говин	То же, содержание касситерита до 2 г/м ³	33
6I	III-4	Район горы Тут-Халтуй	То же, касситерита до 1,5г/м ³	22
68	IV-4	Чиндачинский хребет	То же, касситерита до 5 г/м ³	22
Вольфрам				
I	II-2	Верховья пади Усть-Барон-Кондуй	Шлиховой ореол рассеяния с содержанием шеелита до 4 г/м ³	33
4	I-2	Левобережье р.Кундуй	То же, содержание шеелита до 4 г/м ³	33
8	I-3	Верховья падей Бол.Нарын и Могойтуй	То же, шеелита до 3 г/м ³	33
Молибден				
25	II-1	Цаган-Олуевское	Кварцевые жилы с примазками молибденита	33

I	2	3	4	5
29	П-1	Илатуйское	Свалы кварца с молибденитом	6,26
32	П-2	Водораздел падей Зун-Карын-Цорнская	То же	6
Бериллий				
45	П-4	Южный участок	Грейзенизированные скарны с бериллиевой минерализацией	3
Тантал и ниобий				
23	I-4	Верховья пади Бурка	Пегматитовая жила с танталом	I
Сурьма				
63	IV-2	Нижний Калтан	Зоны дробления с антимонитом	20
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
О п т и ч е с к о е с ы р ь е				
Горный хрусталь				
24	П-1	Гора Крестовая	Пегматитовая жила с кристаллами дымчатого кварца	6,7,13
26	П-1	Гора Брничная	То же	6,7,13
28	П-1	Гора Малая Када	Кварцевые жилы с друзами горного хрусталя	6,7,13

I	2	3	4	5
Х и м и ч е с к о е с ы р ь е				
Флюорит (флюс и химсырье)				
2	I-2	Северо-Кондуйское	Кварц-флюоритовая жила	26
5	I-2	Кайласунское	То же	26
7	I-3	Емельян-Снобковское I	То же, с содержанием флюорита до 30%	26
9	I-3	Емельян-Снобковское II	Брекчия с кварц-флюоритовым цементом	26
10	I-3	Сухетуйское	Кварц-флюоритовые жилы (флюорита до 41%)	26
11	I-3	Сухетуйское северное	То же, с убогой вкрапленностью флюорита	8,26
12	I-3	Сухетуйское центральное	То же, с содержанием флюорита 15%	8,26
13	I-3	Сухетуйское южное	Кварц-флюоритовая жила с содержанием флюорита 10%	8,26
14	I-3	Наринское северное	То же, с убогой вкрапленностью флюорита	8,26
15	I-3	Наринское южное	То же, флюорита до 50%	8,26
17	I-3	Моготуйское	Пять кварц-флюоритовых жил, содержанием флюорита до 15-20%	8,26
18	I-3	Кондуйское северо-западное	Кварц-флюоритовая жила, содержание флюорита до 15%	31

1	2	3	4	5
19	I-3	Кондуйское восточное (участок 1)	Кварц-флюоритовая жи- ла, содержание флюо- рита 65,5%	16,31
20	I-3	Кондуйское юго-западное (участок 2)	То же, флюорита до 10%	31
60	III-4	Удогойтуйское	Вкрапленность флюорита в гранитах	22,23, 34
64	IV-4	Уртуйское	Кварц-флюоритовая жила с содержанием флюори- та около 10%	22,23
65	IV-4	Карганатуйское	Кварц-флюоритовая жила	22,23
72	IV-4	Чиндачинское	Вкрапленность флюорита в туфах	33
Барит				
37	II-4	Маргуцекское	Минерализованная зона с крупнокристалличес- ким баритом	I
69	IV-4	Гора Толстая Сопка	Кварц-баритовые жилы	18
70	IV-4	Тувелтуйское I	То же	18
71	IV-4	Тувелтуйское II	"	18
ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ				
30	II-1	Тохалтуйское восточное	Пегматитовая жила с мелкими единичными аквамарины	17,33
31	II-1	Тохалтуйское западное	Пегматитовая жила с мелкими единичными кристаллами мутного аквамарины	17,33

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	39
Тектоника	59
Геоморфология	70
Полезные ископаемые	75
Подземные воды	91
Литература	96
Приложения	99

В брошюре пронумеровано 116 стр.

Редактор И.С.Дудорова
Технический редактор Е.М.Павлова
Корректор Л.П.Сенникова

Сдано в печать 20/XII 1978 г.	Подписано к печати 7/У 1981г.
Тираж 198 экз.	Формат 60х90/16 Печ.л. 7,25 Заказ 254с

Центральное специализированное
производственное хозрасчетное предприятие
объединения "Совзгеолфонд"