

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 062

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист №-52-ХVII (р.Нег)

Объяснительная записка

Составители: *В.А.Барвенко, Б.М.Годзевич*
Редактор *В.В.Соловьев*

Утверждено Научно-редакционным советом Мингео СССР
при ВСЕГЕИ 17 декабря 1981 г., протокол № 33

МОСКВА 1987

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
Геологическая изученность	7
Стратиграфия	12
Интрузивные образования	43
Тектоника	53
Геоморфология	64
Полезные ископаемые	67
Подземные воды	73
Оценка перспектив района	77
Литература	82
Приложение	84

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-ХУТ (54°00'-54°40' с.ш. и 130°00'-131°00' в.д.) входит в Зейский район Амурской области и частично в Тулуро-Чумиканский район Хабаровского края. Около 60% ее расположено в восточной части Верхне-Зейской равнины, которая сужается к юго-востоку, переходит в Удаскую межгорную котловину. Северо-восточная часть площади относится к отрогам хр. Джугдыр, а крайняя юго-западная — к хр. Джатды.

Равнинная местность имеет плоский, местами слабо всхолмленный рельеф с абсолютными отметками 400-580 м. Два наиболее крупных отрога хр. Джугдыр, ограничивающих бассейн р. Арги, возвышаются до отметок 835-1206 м. Их приводораздельные части имеют крутосклонный рельеф с относительно небольшими превышениями 300-600 м. Ближе к равнине они сменяются холмисто-увалистыми низкотеррасами. Хребет Джатды резко воздымается над равниной до высот 1000-1370 м и интенсивно расчленен узкими глубоко врезающимися долинами.

Гидросеть относится к бассейнам рек Зей и Уда. Река Зей пересекает северо-западную часть площади. Она имеет корытообразную долину с террасами и береговыми обрывами высотой до 20 м. Ширина реки 100-250 м. Она изобилует протоками и перекатами, чередующимися с плесами. Соответственно глубина ее в среднем ходу меняется от 0,5 до 3 м, а скорость течения от 3 до 1 м/с. Слева р. Зей принимает р. Арги, которая пересекает территорию в широтном направлении. На равнине эта река сильно меандрирует и имеет широкую пологую долину, которая постепенно сужается в горной местности. Река Арги собирает множество мелких притоков (Курнал, Тюрбуки, Колбачи и др.). В нижнем и среднем течении, где ширина русла достигает 70-100 м, р. Арги, как и р. Зей, пригодна для передвижения на морских лодках. Река Уда представляется на верховьях, образованными системой речек Таксан, Аньнджа и Анамтыджак. Русло ее шириной до 50 м врезано в неглубокую узкую долину. Водораздел рек Уда и Зей на равнине сивевирован и

представлен поголой грядой с относительным превышением 20-40 м.

Около 3% площади занимают озера старичного и термокарстового происхождения. Они развиты на равнине в виде цепочек вдоль широких долин и водоразделов. Площадь отдельных озер до 0,5 км².

Климат района континентальный, подверженный зимой влиянию Сибирского антициклона, а летом - Восточно-Азиатского муссона. По данным метеостанций Бомнак и Джашак (1962-1975 гг.), среднегодовая температура воздуха - 4,9°С. Абсолютный минимум температур (-52,3°С) приходится на январь, а максимум (+35,2°С) - на июль. Средние температуры в эти месяцы соответственно составляют -31° и +15°С. Вегетационный период длится 100-120 дней на равнине и около 80 дней в горной местности. Реки покрыты льдом с конца октября до середины мая. Толщина речного льда в феврале достигает 1-1,5 м. Годовое количество осадков колеблется от 420 до 800 мм. Из них 90-96% выпадает летом, главным образом в июле - августе. Снеговой покров сохраняется 180-190 дней, обычно с середины октября до середины апреля. Средняя глубина его около 40 см. Грунты скважны многолетней мерзлотой, мощность которой в рыхлых отложениях на равнине достигает 252 м. Глубина деятельного слоя составляет 0,4-3 м. Талики преимущественно подрусловые, занимают не более 10-15% площади. Водопорным действием мерзлоты обусловлена широкая заболоченность плоских водоразделов и долин.

Лесные массивы сосредоточены в горной местности. Они в основном представлены лиственничниками с примесью березы, осины, ольхи, ели. Водоразделы высотой более 800 м покрыты кедровым стлаником. На низких сухих грядках встречаются сосняки. На равнине распространены моховые и кочковые болота - марш с редкостойем. Лиственница и кустарниками березки, багульника, голубики. К таликовым зонам в долинах приурочены островные заросли тополя. Обнаженность территории неравномерная. Скальные выходы пород имеются по берегам рек Зеи, Арги, Уды, вдоль их глубоко врезанных притоков и на предвзвиных водоразделах. Склоны гор и их плоские вершины покрыты элювиально-делювиальным чехлом мощностью 1-3 м. Зелененность и заболоченность обуславливают трудную проходимость местности. Перевозка грузов по ней возможна на туленичных и вычанных (оленьих) транспортом.

Площадь леса экономически не освоена. Ближайший населенный пункт, пос. Бомнак, расположен в 76 км к западу от нее, на берегу р. Зеи. Его жители используют данную местность под паст-

бища для оленей и как промыслово-охотничьи угодья. В 70 км западнее проходит трасса БАМ со станциями Ижак и Зейск. Сооружение ее резко повышает возможность освоения природных ресурсов территории.

Район сложен разновозрастными метаморфическими, осадочными и магматическими формациями, относящимися к Становой и Монголо-Охотской складчатым областям и разделяющей их системе Верхне-Зейской и Удской впадин.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Расматриваемая территория привлекает геологов с начала текущего столетия в связи с открытием в бассейнах верхнего течения рек Зеи и Уды золотосодержащих россыпей. В 1906 г., по данным Э.Э. Анерта, М.М. Иванова, П.Б. Риппаса, А.И. Улапонина и П.А. Боровского, была составлена первая геологическая карта Верхне-Зейского района. В 1911 г. К.В. Троховский установил золотосодержащую аллювиальную россыпь (правого притока р. Уды). Поиски золота в отложениях восточной части Верхне-Зейской впадины в дальнейшем проводили В.И. Серпухов (1930-1931 гг.), В.В. Фролов (1941-1942 гг.), Г.Е. Трищенко (1950-1951 гг.). Они выявили золото в бассейнах верховьев рек Уды (ручьи Саливск и Анамтыджак) и Арги. Однако эти в основном реконструктивные работы не вели к открытию месторождений.

Вопросами стратиграфии и геоморфологии Верхне-Зейской впадины в 30-е годы занимались А.А. Усова (1931 г.), Г.Е. Бяков (1935 г.), В.К. Флеров (1938 г.), С.Л. Кушев (1939 г.). Г.Е. Бяков /3/ по палинологическим данным впервые установил в ней отложения миоцена и выделил их в соктоханскую свиту. Он также обосновал перспективность угленосности впадины. В 40-50-е годы изучение впадины продолжили К.Ф. Прудников (1950 г.), А.И. Ддин (1950 г.), Н.Ф. Левкин (1945-1951 гг.), Ю.Ф. Чемяков (1957 г.), И.И. Сей (1956-1957 гг.). Н.Ф. Левкин /25/ выделил в ее разрезе нижне-меловые, нижнемеловые - палеогеновые, палеогеновые и неоген-нижнечетвертичные отложения. Последние, по его мнению, наиболее перспективны для локализации золотосодержащих россыпей. Ю.Ф. Чемяков произвел исследование четвертичных отложений и геоморфологии района. И.И. Сей выполнила геолого-геоморфологическую съемку масштаба 1:1 000 000. Она пришла к выводу о неоген-нижнечетвертичном возраще соктоханской свиты и расширила ее на три под-свиты. Несколькими позднее /19/ верхнюю песчано-палеогеновую часть

этих отложений она предположила выделить в самостоятельную аргинскую свиту.

В 1952-1965 гг. северо-восточную часть кристаллического обрамления впадины в масштабе 1:1 000 000 закартировал В.Н. Мошкин. Он выделил здесь лучинскую и улханскую серии нижнего протерозоя и комплексы раннепротерозойских и мезозойских интрузий. В 1955 г. аналогичную съемку провели на хр. Джалды В.Ф. Зубков и Д.А. Кириков. Метаморфические сланцы, развитые в северной части хребта, они условно отнесли к протерозою. Результаты указанных съемок использованы при составлении Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000, лист N-52, под редакцией Л.И. Красного /12/. Обобщающие работы Ю.К. Дзевановского, Л.И. Красного /13/, В.Н. Мошкина /15/, М.С. Нагибиной /16/ на этом этапе исследований заложили основу для развития современных представлений о геологии и тектонике востока Становой и Монголо-Охотской складчатых областей.

В 60-х годах началось среднемасштабное изучение смежных с севера, востока и юга площадей. Геологические съемки масштаба 1:200 000 на площади листа N-52-XI проводил В.А. Дыренко и Л.П. Карсанов (1961-1964 гг.), листа N-52-XXIII - А.А. Майборода и В.В. Ольков (1963-1966 гг.), листа N-52-XXIII - В.Ф. Ситов и В.А. Буцинский (1966-1968 гг.). Обрамляющие впадину образования станового комплекса, прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации, были отнесены к нижнему протерозою и расчленены на ряд свит. Первоначально они сопоставлялись с иликанской серией /8/, а затем были объединены в кутуринскую серию /9/. В.Ф. Ситов выделил также комплекс архейских пород, метаморфизованных в грауклитовой фации, слагающих западную часть Чогарского выступа. Среди указанных кристаллических образований установлено широкое развитие мезозойских магматических формаций, датированных в рамках поздней мры - мела. В метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах хр. Джалды В.В. Ольковым /17/ были найдены остатки нижнеюрской фауны, что явилось одним из оснований для отнесения складчатого комплекса на площади листа N-52-XXIII к палеозою.

Последующие геологосъемочные работы на сопредельных территориях внесли коррективы в представления о возрасте ряда геологических образований. Для современного понимания структуры и возраста Становой складчатой области важную роль сыграли исследования Н.Г. Судовикова, В.А. Лебовицкого, А.Н. Неелова, Г.М. Друговой, М.Д. Крыловой /21/. Геологически и геохронологически они доказали развитие в пределах области трех суперкрус-

талых комплексов: раннеархейского (адланского), позднеархейского (станового) и раннепротерозойского (тукурингского). Эта точка зрения получила подтверждение при последующих съемочных и тематических работах А.Ф. Василькина, В.Л. Годзевича, Л.П. Карсанова, Ю.С. Ляховкина, Ю.В. Кошкова и др. и нашла отражение в ряде публикаций /7, 9, 10/. Вместе с тем, часть исследователей пришла к отрицанию возрастной и стратиграфической самостоятельности станового комплекса и считает его продуктом глубокого диафореза и гранитизации архейских гранулитовых образований /6/.

В Запдно-Джалдинской зоне А.В. Махининым, М.Т. Турбиным и Г.Л. Кирилловой /11/ в формациях, ранее условно относившихся к протерозою или палеозою, были найдены остатки фауны верхнего триаса и нижней мры (нелская и курральская свиты). В других разрезах этой зоны В.А. Барвенко /24/ и Ю.С. Ляховкин обнаружили пласты с верхнепротерозойскими микрофитолитами. Это расширило возрастную диапозон складчатых гонч хр. Джалды от верхнего протерозоя до мры.

В 1969-1977 гг. В.А. Барвенко произвел геологическую съемку масштаба 1:200 000 западной и центральной частей Верхне-Зейской впадины (листы N-52-XV, XVI). Применение в комплексе с ней глубокого (до 500 м) колонкового бурения позволило впервые изучить глубинное строение впадины. По палеонтологическим и флористическим данным, в разрезе последней выделены нижнемеловые, верхнемеловые, палеогеновые, миоценовые, плиоцен-нижнечетвертичные и четвертичные отложения. Этими материалами В.А. Барвенко /1/ обосновал новую схему стратиграфии кайнозоя Верхне-Зейской впадины. В результате указанных работ были открыты залежи бурого угля и различных строительных материалов.

Изменения представлений о возрасте геологических формаций и учтены при разработке новых региональных схем стратиграфии и магматизма, утвержденных на III Дальневосточном межведомственном стратиграфическом совещании в 1978 г. и на III Дальневосточном петрографическом совещании в 1981 г. Эти схемы приняты за основу при составлении геологической карты листа N-52-XVII.

В 1974 г. Л.А. Шаровым и др. /25/ на восточную часть площади листа была составлена аэрофототригеологическая карта. Работы по дешифрированию сопровождались заверками на трех ключевых участках. Авторам удалось удовлетворительно отдешифрировать контуры рыхлых отложений и часть разрывных нарушений.

С 1956 г. началось площадное геофизическое изучение территории. В 1956-1959 гг. Ю.Н. Казяков и Ю.И. Золотарев произвели

варомантичную стемку масштаба 1:200 000. В результате ее /18/ установлено относительно спокойное зональное поле с от-дельными повышенными градиентами вдоль крупных разломов и локаль-ными аномалиями (800-2500 γ), связанными с телами основных и ультраосновных пород, а также неясной природы (рис.1). В итоге аэроаэрометрической стемки масштаба 1:25 000, проведенной в 1961 г. на север-востоке площади листа Г.О. Лукашином, обнару-жены 4 порочные аномалии. В 1961-1965 гг. Э.Л. Рейниб, В.Н. Зем-лин и Л.П. Дурнайкин покрыли территорию гравиметрической стем-кой масштаба 1:200 000. Полученные ими материалы отразили диф-ференцированное строение Верхне-Зейской впадины и ее обрмления /14/.

В основу геологической карты и карты полезных ископаемых площади листа М-52-ХУП положены результаты геологической стем-ки масштаба 1:200 000, проведенной в 1975-1976 гг. Зейской пар-тией Амурской КТРЗ Дальневосточного территориального геологиче-ского управления^{Х/}. Работами руководили в 1975 г. И.П. Комаров, а в 1976 г. - В.А. Варенко. В стемке также участвовали геологи К.Д. Вахтомин, О.П. Майструк, Т.Н. Савинич, В.П. Червов, И.О. Усов и гидрогеологи С.В. Балтачев и Н.П. Уфимцев. При составлении гео-логической карты и карты полезных ископаемых использовались аэрофотоснимки масштаба 1:28 000, фотосхемы масштаба 1:28 000 и 1:43 000, указанные выше геофизические материалы и геологиче-ские данные предыдущих исследований. Для изучения разрезов разлжкх отложений применялось колонковое бурение (3 скважины глубиной 196-300 м) и 1273 м мелкого (до 20 м) картировочного бурения по профилям. Геологическую карту составили В.А. Вар-енко и В.Л. Годзевич. В окончательной ее редакции учтены резуль-таты дешифрирования космических (масштаба 1:1 000 000) и высот-ных (масштаба 1:200 000) фотоснимков.

Геологическая дешифрируемость территории неравномерна. На космических и высотных снимках выявлена основная система раз-ломов. На высотных снимках также оконтурены границы разлжкх от-ложений и их главных фацциальных разновидностей. На крупномасштаб-ных снимках дешифрированы границы между различными по составу разлжкими отложениями, мелкие разрывы, а также ряд линейментов, отражающих распространение даек, слоистости и пологосчатости осадоч-ных и метаморфических пород.

Х/С 1980 г. ПГО "Дальгеология".

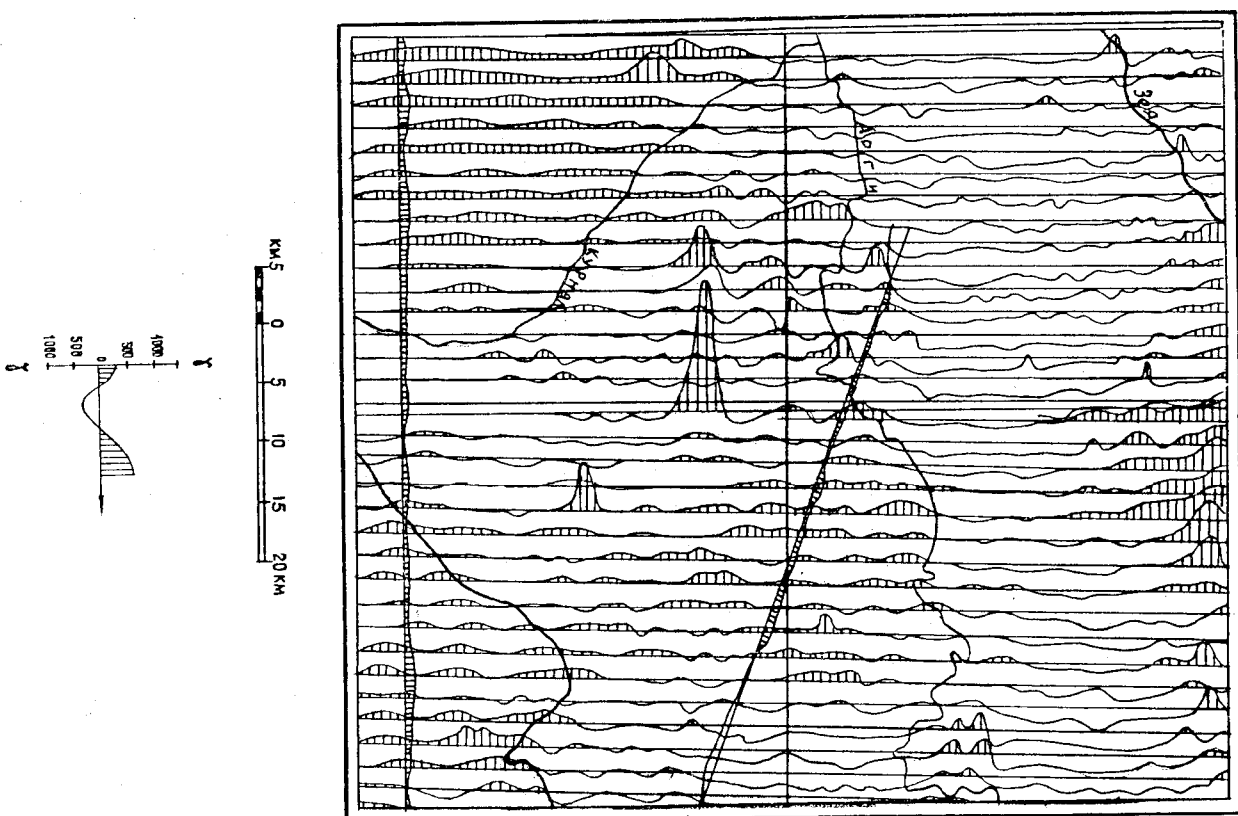


Рис.1. Карта аномального магнитного поля (ΔT) (по материалам В.Н. Казачова, 1956; И.И. Шапочки и В.И. Золотарева, 1959)

Главы "Введение", "Геологическая изученность" и "Стратиграфия" написаны В.А.Барвенко и В.Л.Годзевичем, остальные главы - В.Л.Годзевичем. Большая часть лабораторных работ выполнена в Центральной лаборатории ЦТО "Дальгеология", в том числе: Палино-логические анализы - Л.И.Лукашовой, А.Р.Боковой, Р.С.Зыковой, В.П.Шаровой, П.И.Битюцкой; химические анализы - А.Д.Зыгостеровой, М.А.Щуртовой, Л.Г.Щехуновой, А.Г.Палыченко, Е.А.Малягиной; оп-ределение возраста пород калий-аргоновым методом - В.Н.Казачен-ко. Спектральные анализы сделаны в лаборатории Зейской ГСП (зав.лабораторией А.Г.Кирей). Определение микрофитолигов и их возраста произвел А.Г.Поспелов (СО АН СССР).

Геологическая карта листа N-52-ХУШ по контурам и содержанию увязана с изданными и подготовленными к изданию картами смежных листов. Имеющиеся неувязки в основном связаны с новой трактовкой возраста, обоснованной в каждом случае радиологиче-скими, биостратиграфическими и геологическими данными. Единичные расхождения в положении геологических границ и разрывных нару-шений на стыках с листами N-52-ХI и N-52-ХХШ связаны с получени-ем нового фактического материала. Сведения о полезных ископае-мых территории даны по состоянию на I января 1981 г.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования занимают около 80% площади листа. Они представлены слоисто-кристаллическими породами архей; метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя, верхнего триаса и нижней юры; осадочной и вулканогенной формациями ниж-него мела и рыхлыми отложениями неогеновой и четвертичной сис-тем.

А Р Х Е Й

Архейские породы, метаморфизованные и ультраметаморфизо-ванные преимущественно в условиях амфиболитовой фации, слатают северо-восточную половину территории листа. Они относятся к ниж-нему и верхнему архею.

НИЖНИЙ АРХЕЙ

Нерасчлененные образования нижнего архея (Ар₁) слатают небольшой (около 30 км²) выход вдоль р.Уды, относящийся к юго-западной части Чогарского выступа /9/. Видлу положения этих

пород в зоне крупного разлома, ограничивающего указанный выс-туп, они интенсивно рассланцованы и диафторированы. В коренных обнажениях по р.Уде установлен следующий их разрез (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые, рассланцованные до биастомилонитов, с прослоями амфиболитов. 170 м
2. Гнейсы биотит-амфиболовые, биастомилонити-зированные. 90 "
3. Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы. 60 "
4. Гнейсы биотитовые и амфиболиты рассланцо-ванные. 490 "
5. Гнейсы биотит-амфиболовые и двуслоидные, рассланцованные местами до биастомилонитов. 150 "
6. Амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы биотит-амфиболовые и амфиболовые, рассланцованные 260 "

Мощность толщ в разрезе около 1220 м. Судя по частому проявлению биастомилонитизации, породы здесь чередуются в виде тектонических клиньев. В строении блока доминируют существенно амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты, которые под-чинены биотитовые и двуслоидные рассланцованные гнейсы. Обшая их мощность не менее 1500 м. Для пород характерна сланцеватая и линзовидно-очковая текстура. Они имеют грубую полосчатость.

Наименее рассланцованные амфиболиты и кристаллические сланцы имеют аполтанобластовую структуру с элементами гломеро-бластовой и кумулобластовой структур. Они содержат 40-60% амфи-бола, 30-50% раскисленного пятнисто-зонального платиноклаза, агрегаты мелкозернистого эпидота и мелкозернистого зеленого биотита и акцессорные апатит и титаноматтит с каймами лейко-ксена. Зерна амфиболов пятнисто окрашены и представлены несколь-кими генерациями. К ранней - относятся реликтовая зеленова-коричневая роговая обманка с включениями магнетитовой пыли. Следующая генерация бледно-зеленая, иногда с реликтами кино-пироксена. Она замещается более поздней шестовой сине-зеле-ной роговой обманкой. Рассланцованные породы имеют гетеробла-стовую до биастомилонитовой структуру.

В биотитовых и двуслоидных гнейсах биотит и мусковит (до 10-15%) образуют вторичные мелкозернистые гломеробласты, час-то в ассоциации с эпидотом - киноцонзитом. Им свойственна оч-ковая текстура за счет порфирокластов и порфиробластов минро-клина и олигоклаза.

Биастомилониты - тонкорассланцованные породы, близки по составу к рассмотренным гнейсам, кристаллическим сланцам и ам-

фиолитам, но состоящие в основном из поздних диффурических минералов: альбит-олигоклаза, зеленого биотита, эпидота, иногда чашото амфибола, хлорита.

Диафторез в нижнеархейских породах проявился двукратно - первоначально в условиях амфиболитовой фации, а затем в условиях эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Высокотемпературные реликтовые коричневая роговая обманка и клинопироксен типоморфы для гранулитовой фации метаморфизма, хотя и не выявлены в ней критическими минералами. Восточнее, в Угарском выступе, и несколько к северо-западу, в Сивакано-Гокском выступе, среди сходных по составу диафторитов известны остатки двупироксеновых и гранат-пироксеновых кристаллических сланцев с калиево-аргоновым возрастом до 3 млрд. лет /10/. На севере Становой области (кряж Зверева) определен тем же методом возраст амфибол-двупироксеновых сланцев достигает 4520 млн. лет /4/. Эти данные служат основанием для отнесения гранулитовых образований области и соответственно диафторитов по ним к раннему архею.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Купуринская серия

Купуринская серия, входящая в верхнеархейский стеновой комплекс, занимает северо-западную часть территории. Она разделена на четыре свиты: *нерундинскую*, *некрискую*, *тыжакскую* и *тамиканскую*.

Н е р у н д и н с к а я с в и т а, как и на площади листа N-52-XIII/20/, расчленена на две подсвиты.

Нижненерундинская подсвита (АВ₂п₁¹) представляет собой нижнюю часть впадины разреза купуринской серии и прослеживается вдоль тектонической трещины с археем Чотарского выступа. В ее составе преобладают тонкопослойные биотитовые и двуслоидные гнейсы, часто с гранатом, графитом, реже с дисценом, в переслаивании с роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, иногда гранатосодержащими гнейсами и линзами амфиболитов и кварцитов. Наиболее полный ее разрез составлен по линии канав вдоль водораздела ручьев Тук-Макит и Таксан. Начиная от тектонической границы с нижним археем, в нем установлены следующие пачки (снизу вверх):

1. Гнейсы графит-гранат-биотитовые. 150 м

2. Гнейсы гранат-биотитовые с прослоями и линзами биотитовых, двуслоидных гнейсов, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов. 625 м
3. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые. 100 "
4. Гнейсы графит-гранат-двуслоидные. 60 "
5. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые. 65 "
6. Гнейсы гранат-биотитовые. 75 "
7. Гнейсы роговообманково-биотитовые, гранат-биотитовые, иногда графитсодержащие с подчиненными пластинами амфиболитов и биотит-роговообманковых гнейсов. 825 "
8. Гнейсы биотитовые, графит-биотитовые, роговообманково-биотитовые гранатсодержащие. 365 "
9. Амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые и гранат-биотитовые. 375 "
10. Гнейсы биотитовые, графит-биотитовые, двуслоидные, роговообманково-биотитовые, иногда гранатсодержащие. 620 "

Общая мощность разреза 3260 м.

Разрезы нижнеерундинской подсвиты, изученные по линиям канав на правобережье руч. Салинис и в верховьях руч. Тук-Макит, сходны с описанным. Но в первом из них в средней части установлены отдельные пластины (до 2-5 м) роговообманково-биотитовых и двуслоидных кварцитов, а во втором - в верхней пачке подбиты вскрыт пласт (около 25 м) графит-гранат-дисцен-биотитовых гнейсов. В низах разреза подбиты в ряде маршрутов встречены дисцен-роговообманковые кристаллические сланцы. Биотитовые и двуслоидные гнейсы с гранатом и графитом составляют 70-80% объема подсвиты. Общая мощность ее не менее 3300 м.

Верхнеерундинская подсвита (АВ₂п₂²) распространена в бессейных ручьях Тук-Макит и Колдэчи. В ее составе преобладают биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые гнейсы, часто гранатсодержащие. По линии канав на правобережье руч. Тук-Макит установлен согласный контакт между подовитами. На биотитовых гнейсах нижнеерундинской подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Гнейсы биотит-роговообманковые. 75 м
2. Амфиболиты. 80 "

3. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые. 125 м
4. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые. 75 "
5. Пачка чередования амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых. 300 "
6. Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-роговообманковые. 650 "
7. Гнейсы роговообманково-биотитовые. 125 "

Выше по разрезу вскрыты гнейсовидные граниты. Мощность под-
свиты 1430 м.

В бассейне руч. Колбачи верхняя часть подсвиты, изученная по
линии канала, имеет следующий разрез отложений (снизу вверх):

1. Гнейсы биотит-роговообманковые. 125 м
2. Амфиболиты. 50 "
3. Кристаллические сланцы биотит-роговообман-
ковые. 75 "
4. Гнейсы биотит-роговообманковые. 500 "
5. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотит-
роговообманковые. 510 "
6. Кристаллические сланцы гранат-биотит-рого-
вообманковые. 50 "
7. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотит-
роговообманковые. 240 "

Мощность разреза 1550 м.
Общей особенностью подсвиты является ее монотонный существ-
венно гнейсовый состав. Гранатосодержащие гнейсы, судя по наблю-
дениям в других частях разрезов и маршрутах, чаще встречаются
в низах и верхах подсвиты. Содержание граната не выдержано
по простиранию пластов. Мощность подсвиты, определенная графи-
чески, с учетом данных по среднейной с востока площади /20/
составляет 2900-3000 м.

Н е к р и т с к а я с в и т а (Д₂г₁) сохранилась
фрагментарно, в основном в виде ксенолитов поперевашиком до
1,5 км среди массива позднеархейских гранодиоритов и диоритов.
Согласное залегание ее на верхненерунчинской подсвите устано-
лено на правобережье руч. Колбачи. Гранита свит проведена по
смене гнейсов с роговой обманкой и гранатом более основными
роговообманковыми, биотит-роговообманковыми кристаллическими
сланцами с прослоями существенно роговообманковых гнейсов и ам-
фиболитов, слагающими низ некрутской свиты. Видимая мощность

пачки этих пород около 700 м. Аналогичные кристаллические слан-
цы выходят в виде ксенолита по р. Арги, ниже устья руч. Колбачи.
В ксенолитах в бассейне руч. Богодякинт, отвечающих, по-видимому,
более высокой части свиты, наряду с роговообманковыми встреча-
ются роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы. Подробная
же особенность строения свиты установлена на площади листа
N-52-ХУШ В.Ф. Сиговым /20/, где полный ее разрез имеет мощность
2-2,2 тыс. м.

Г н ж а к с к а я с в и т а (Д₂г₂) выходит на поверх-
ность в межлуэчье Кингиджак - Турбуки. От нижележащей части
Културинской серии она отделена позднеархейской интрузией. Эта
свита имеет наиболее пестрый состав. В ней чередуются биотито-
вые и двускладные гнейсы, часто с гранатом, графитом, дистеном
и силлиманитом, с роговообманковыми, биотит-роговообманковыми,
роговообманково-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланца-
ми и линзами амфиболитов, кварцитов, кальцифилов.

На левобережье верхнего течения р. Тамикан по линии канала
задокументирован следующий разрез отложений свиты (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые, ро-
говообманково-биотитовые. 125 м
2. Гнейсы гранат-биотитовые, иногда с графитом. 275 м
3. Гнейсы силлиманит-гранат-биотитовые, реже
гранат-биотитовые, биотитовые и двускладные,
иногда с графитом. 255 "
4. Кристаллические сланцы биотит-роговообман-
ковые. 40 "
5. Кальцифиры. 35 "
6. Гнейсы биотит-роговообманковые и роговооб-
манково-биотитовые. 65 "
7. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотито-
вые. 50 "
8. Кристаллические сланцы роговообманковые и
биотит-роговообманковые. 75 "
9. Гнейсы биотит-роговообманковые и роговооб-
манково-биотитовые. 350 "
10. Гнейсы гранат-роговообманково-биотитовые. 50 "

Общая мощность разреза 1320 м.
Пачка, по кровле которой проводится верхняя гранита свиты,
по наблюдениям в долине и редких коренных выходах представляе-
на переслаиванием биотитовых и двускладных гнейсов, часто с
гранатом, реже силлиманитом. В межлуэчье Бол. Турбуки - Тамикан
в виде детерминальных обломков в ней встречены графит-силлиманит-

мусковитовые и магнетитовые кварциты. Мощность этой пачки 100-150 м. Видимая мощность тьяксской свиты не менее 1500 м.

Т а м и х а н с к а я с в и т а (АВ₂г_т) непосредственно налагается на тьяксскую свиты в междуречье Куниндзяк - Галикян. Здесь, в ее нижней части мощностью около 1 км, наблюдается однообразное чередование роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых, реже биотитовых, иногда гранатоодержащих гнейсов и кристаллических сланцев.

Условно с тамиканской свитой сопоставлена толща существовавшего роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов, выходящая по берегам р. Зеи. От описанной части куптуринской серии она отделена крупным долговязым разломом, и ее стратиграфическое положение не вполне ясно. На правобережье р. Зеи линией канав вскрыт следующий разрез толщи (снизу вверх):

1. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-роговообманковые, реже роговообманково-биотитовые. 660 м
 2. Гнейсы биотитовые. 40"
 3. Кристаллические сланцы, реже гнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые с пластами амфиболитов. 175"
 4. Кристаллические сланцы роговообманковые. 160"
 5. Кристаллические сланцы биотит-роговообманковые. 65"
 6. Гнейсы роговообманковые. 100"
 7. Гнейсы роговообманковые, роговообманково-биотитовые, амфиболиты. 140"
- Мощность разреза 1340 м.
- Северо-западнее эта толща обрамляет с юга Сивакано-Токский выступ нижнего архея /9/, поэтому (учитывая ее мелкокрастовый состав) не исключено, что она относится к более низкой части куптуринской серии.
- По петрографическому и химическому составам породы серии объединяются в несколько групп, обладающих сходством главных породобразующих минералов, но различающихся по их относительному количеству. Эти группы представлены: 1) амфиболитами и существенно роговообманковыми кристаллическими сланцами основного - среднего состава; 2) серыми гнейсами умеренно кислого и кислого состава, с роговой обманкой и биотитом; 3) высокоглиноземистыми биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с гранатом, дистеном и силлманитом; 4) кварцитами; 5) кальцифирами.

Существенно роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты - темно-серые до черных грубоглобулосчатые гнейсовидные породы, состоящие из зеленой, голубовато-зеленой роговой обманки (30-80%), андезина до андезин-лабрадора (18-50%), зеленоватого-коричневого биотита (2-20%), кварца (до 10%), эпидота (1-30%). Спорадически в них встречаются гранат и светло-зеленый диопсид-педерлит, равновесные с роговой обманкой, а также вторичные - хлорит, мелкощупчатый зеленый биотит, светло-голубовато-зеленый амфибол, серпент, сосурит, скаполит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон. Структура пород гранобластовая, с элементами немаго- и лепидобластовой.

В нижней части нижнелердунинской толщевиты (низовья ручьев Тук-Макит и Талачи) в некоторых шифрах основных кристаллических сланцев обнаружены реликты зеленовато-коричневой роговой обманки и бесцветного кинолопроксена, характерные для диартритов по породам нижнего архея. Это свидетельствует о вероятном наличии здесь, наряду с породами становой комплексы, мелких тектонических клинзев переработанного гранулитового субстрата, оконтурить которые при геологической съемке не удалось.

Амфиболиты и кристаллические сланцы петрохимически близки к базальтам, андезито-базальтам и андезитам нормального (известково-щелочного) и субщелочного рядов калиево-натриевой серии /2/ (табл. I). В большинстве их повышена глиноземистость ($al > 1$) и железистость ($Kf = 54, 5-76, 7$).

Серые роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы мезокрастовые до лейкокрастовых тонкопопосчатые породы. Они имеют транобластовую структуру с элементами немаго- и лепидобластовой и состоят из плагиоклаза № 23-32 (40-60%), кварца (12-30%), микроклина (5-35%), роговой обманки (0-20%), биотита (1-15%), эпидота (1-7%), граната (0-5%). Акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, циркон, монацит, ортит. Породообразующие и вторичные минералы в гнейсах такие же, как и в кристаллических сланцах. Но по составу эти породы более лейкокрастовые (табл. 2). Они недонасыщены либо изредка слабо перенасыщены глиноземом относительно суммы калия и щелочей (в молекулярных количествах), поэтому в них постоянно встречается эпидот и отсутствуют мусковит. По числовым характеристикам А.А. Предовского, серые гнейсы отвечают ряду переходов от туфитов с основным и ультраосновным материалом к гравлаккам. Наиболее лейкокрастовые их разновидности приближаются к аркозам.

Таблица I

Химический состав амфиболитов и кристаллических сланцев основного-среднего составов (вес.%)

Окислы	Образцы						
	к-1465	2283/3	к-7II	к-87	1079-в	5063-2	410I
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,21	46,35	46,79	51,21	54,16	54,09	58,20
Al ₂ O ₃	20,85	13,28	21,07	18,57	17,71	14,28	16,87
TiO ₂	0,82	4,0	1,53	1,15	0,81	0,92	0,91
Fe ₂ O ₃	3,19	5,55	2,94	2,61	2,58	1,64	3,30
FeO	5,64	9,30	8,35	6,56	5,39	6,83	4,73
CaO	13,41	8,33	9,35	8,25	8,04	9,0	6,44
MgO	5,29	4,50	4,08	4,09	4,01	7,06	3,23
MnO	0,07	0,19	0,26	0,15	0,09	0,20	0,11
K ₂ O	0,63	1,62	1,16	1,0	1,81	0,92	1,81
Na ₂ O	2,01	4,17	3,24	4,62	3,67	2,93	3,53
CO ₂	0,15	0,12	0,20	0,24	0,10	0,22	0,03
P ₂ O ₅	0,09	1,35	0,30	0,43	0,20	0,15	0,21
H ₂ O	1,15	0,86	0,42	0,90	1,05	1,31	0,75
Σ	99,58	99,70	99,49	99,78	99,61	99,51	100,15

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O+K ₂ O	2,64	5,79	4,4	5,62	5,48	3,85	5,34
Na ₂ O/K ₂ O	3,2	2,6	2,8	4,6	2,0	3,2	1,9
$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	1,48	0,69	1,37	1,4	1,48	0,91	1,49
$f' = \frac{FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2}{\text{...}}$	15,01	23,54	17,16	14,56	12,88	16,65	12,28
$Kф = \frac{FeO+Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	62,5	76,7	73,5	69,2	66,5	54,5	71,2

Примечание. Обр.к-1465 - амфиболит (AR_{2gm}?), р.Зая; обр.2283/3 - диопсид-роговообманковый кр.сланец (AR_{2gm}), р.Кинлянджак; обр.к-7II - гранат-биотит-роговообманковый кр.сланец (AR_{2n12}), басс.руч.Тук-Макит; обр.к-87 - биотит-роговообманковый кр.сланец (AR_{2n12}), руч.Колбачи (обр. 10798 - биотит-роговообманковый кр.сланец (AR_{2n12}), руч.Амундачи); обр.5063-2 - гранат-роговообманковый кр.сланец (AR_{2n12}), руч.Ванга; обр.410I - биотит-роговообманковый кр.сланец (AR_{2n12}), руч.Надды-Гагинди

Гнейсы высокоглиноземистого ряда - тонкопородчатые, обычно богатые слюдой породы с характерной ржавой окраской. Они

состоят из олигоклаза № 25-30 (30-50%), кварца (20-40%), микроклина (0-20%), биотога в проходем свете биотита (5-20%), мусковита (0-15%), графита (0-5%), граната (0-10%), дистена (0-5%), силлиманита (0-15%). Акцессории: апатит, рутил, циркон, монацит, магнетит, пирит. Структура лепидотранобластовая, в силлиманитсодержащих породах - также фибробластовая. В дистенсодержащих гнейсах микроклин, как правило, отсутствует. Но в единичных случаях установлено сочетание дистена, частично замещенного силлиманитом, с микроклином (тыжакская свита, басс. р. Тюрбуки). По отношению к сумме кальция и щелочей данные породы перенасыщены глиноземом (табл. 2). С повышением глиноземистости в них возрастает калиевокость. По характеристикам А.А. Предовского, высокоглиноземистые гнейсы отвечают гравякам, силлиманитсодержащие их разновидности смещены к полю глинистых осадков.

Кварциты представлены биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-двуслюдяными, графит-силлиманит-мусковитовыми и магнетитовыми разновидностями. Они состоят из 65-80% кварца с подчиненным количеством темнокристаллических минералов и плагиоклаза.

Кальцифры содержат 35-60% кальцита и доломита, 35-50% клинопироксена, частично или полностью замещенного актинолитом, и смесь плагиоклаза, клиноцоизита и сфена. В отдельных разновидностях встречается оливин (5-10%), замещенный серпентинитом.

В подавляющем большинстве пород культуринской серии отсутствуют признаки диафорического происхождения главных породообразующих минералов. Последние образуют парагенетические ассоциации, типоморфные для амфиболитовой фации в классическом ее понимании. Для пород нижнеархейской подзеты в краевой юго-восточной части блока верхнеархейских пород характерны парагенезис дистена с олигоклазом, гранатом, биотитом и мусковитом, которые отвечают фации дистеновых сланцев метаморфизма высоких давлений, по Н.Д. Добрецову. На левобережье р. Тюрбуки в тыжакской свите зафиксирована устойчивость дистена в присутствии микроклина, что можно рассценивать как возрастание здесь степени метаморфизма до фации дистеновых гнейсов. Высокоглиноземистые гнейсы и кварциты тыжакской свиты во внутренней части верхнеархейского блока имеют типичный парагенезис: силлиманит + биотит + мусковит + кварц ± олигоклаз и микроклин. Он отвечает высокотемпературной мусковит-силлиманитовой ступени амфиболитовой фации умеренных давлений.

Химический состав гнейсов (вес.%)

Таблица 2

Оксиды	Образцы							
	к-687	4122	2522/4	105а	к-677	3336/1	к-370	2247/2
SiO ₂	60,84	60,10	59,78	56,94	66,04	66,23	66,97	67,01
Al ₂ O ₃	14,88	17,83	17,0	18,76	14,28	14,32	16,87	17,27
TiO ₂	1,14	0,80	0,92	0,92	0,88	0,84	0,92	0,90
Fe ₂ O ₃	0,92	1,65	2,94	1,65	0,68	0,31	1,39	1,69
FeO	5,98	3,68	4,17	4,75	5,10	7,89	4,20	2,33
CaO	4,52	5,21	3,47	6,18	2,42	1,57	1,10	0,76
MgO	4,52	2,92	2,73	2,59	3,52	2,95	0,87	1,51
MnO	0,12	0,09	0,06	0,09	0,06	0,11	0,05	0,01
K ₂ O	2,64	2,00	2,30	1,77	3,10	2,44	3,19	3,61
Na ₂ O	3,02	3,92	5,17	4,68	2,56	2,00	2,01	2,00
CO ₂	0,11	0,29	-	0,14	0,03	0,21	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,21	0,21	0,32	0,37	0,17	0,03	0,02	0,03
H ₂ O	0,59	0,29	0,86	0,98	0,76	1,37	2,33	2,12
Σ	99,49	99,99	99,72	99,77	99,60	100,27	99,58	99,39

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

	Г	А	К
Г	0,20	0,13	0,15
А	-9	+5	-2
К	-21	-42	-59
			-57
			-8
			-6
			+1
			+6
			+82
			+88
			+8
			+8

Примечание. Обр. к-678 - гранат-роговообманковый гнейс (АД₂п₁¹), басс. р.уч. Тук-Макит; обр. 4122 - биотит-роговообманковый гнейс (АД₂п₁²), р. Арги; обр. 2522-4 - роговообманково-биотитовый гнейс (АД₂п₁³), р. Зен; обр. 105а - серый биотитовый гнейс (АД₂п₁⁴), басс. р. Володякит; обр. к-677 - графит-гранат-биотитовый гнейс (АД₂п₁⁵), басс. р.уч. Тук-Макит; обр. 3336/1 - гранат-двуслюдяной гнейс, там же; обр. к-370, 2247/2 - гранат-силлиманит-биотитовый гнейс (АД₂п₁⁶), басс. р. Тюрбуки и р.уч. Бираккан.

С региональным прогрессивным метаморфизмом куптуринской серии сопряжен ультраметаморфизм. Он обусловил мигматизацию, порфиобластическую фельдшпатизацию и микроклинизацию слоисто-кристаллических пород. Наиболее распространены послонийный метатект венитового типа, пропитывавший большинство метаморфических пород среднего и кислого состава. Реже встречаются артеритовые инъекции, проникавшие во все архейские породы и секущие их по-дочастоту. Метатект мигматитов светло-серый, отвечающий мелкозернистым лейкократовым биотитовым и двуслюдяным гранитам, плагиогранитам и пегматоидам. Мощность его прожилков чаще всего 0,5-2 см. Количество их варьирует от 5-10% в основных породах до 70-80% в лейкократовых темных мигматитах. В среднем оно составляет 20-30% объема слоистых толщ. Мигматизация усилена в пластах лейкократовых биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов, в ядрах складок и в экзоконтактах тел анатектидных гранитов. В интенсивно мигматизированных породах спорадически, в узких (обычно первые метры) зонах проявлен порфиобластез олигоклаза и микроклина.

В породах куптуринской серии вдоль зон рассланцевания шириной, измеряемой сотнями метров, отмечается диафторез. Рассланцеванные породы имеют гетеробластовую структуру. В основных кристаллических сланцах и в серых гнейсах в виде новообразований наблюдаются альбит-олигоклаз, зеленый биотит, бледноокрашенный амфибол, мелкозернистый эпидот, хлорит; в высокоглинозистых гнейсах - мелкошелушичатый мусковит; в кальцифрах - серпентин и актинолит. Приразломный диафторез отвечает условиям эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. На породе архея также неравномерно наложены мезозойские катаклаз и милонитизация.

Позднеархейский возраст пород куптуринской серии определяется по следующим данным:

1. Серия расположена в опущенном блоке относительно нижнего архея и отличается от него по вещественному составу, мета-морфизму и характеру сопутствующего магматизма; среди ее пород, в частности, отсутствует габбро-анортозитовая формация, широко развитая в смежной части Чотарского выступа нижнего архея /7, 9, 20/.

2. Прогрессивный метаморфизм, присущий породам серии, наложен в виде изофациального диафтореза на ее гранулитовое основание.

3. На породе серии наложен диафторез, изофациальный с прогрессивным метаморфизмом джелгулакской серии нижнего протерозоя,

выходы которого сохранились северо-западнее данной площади, в бассейне р. Сугдзар /9/.

4. По радиологическим данным, на западе Станового хребта возраст станового комплекса оценивается значительными 2540-3100 млн. лет /4/.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Т о л щ а с л а н ц е в (РР₂)
 слагает вытянутый вдоль южного склона хр. Дзугды блок (шириной до 2 км) и относится к древним формациям Монголо-Охотской складчатой области. В составе толщи преобладают слюдястые (с серпентином, хлоритом, стильпномеланом, мусковитом, биотитом, иногда карбонатом) сланцы, местами переходящие в метапесчаники, и филлиты. Им подчинены зеленые сланцы с хлоритом, эпидотом, актинолитом, иногда пумпелинитом и глаукофаном и мраморизованные известняки. Блок верхнего протерозоя выделяется на аэрофотоснимках более слаженным рельефом в сравнении с развитыми южнее толщами гниаса и вры.

В береговых обнажениях вдоль р. Адакан, в 0,5-1 км западнее площади блока, составлен следующий наиболее полный разрез толщи (снизу вверх):

1. Известняки мраморизованные с остатками микрофилитов *Volvatella cf. zonalis* Net., *Uvalculites cf. lobatus* Reittl., *Owagia* sp., *Oleokhida* sp., *Spondylotrocha cf. subfoliifera* (Vlbgd.) 175 м
 2. Сланцы известково-слюдястые, метапесчаники, филлиты 230 "
 3. Сланцы зеленые 20 "
 4. Сланцы известково-слюдястые более 175 "
 5. Сланцы слюдястые, реже зеленые (пласты до 20 м) 390 "
 6. Сланцы слюдястые 250 "
 7. Сланцы пумпелинитовые и слюдястые 60 "
 8. Сланцы слюдястые 620 "
 9. Сланцы зеленые 10 "
 10. Сланцы слюдястые и метапесчаники 120 "
- Мощность разреза 2010 м.
- Сходный разрез видных низов толщи установлен по коренным выходам и деловию вдоль р. Мал. Курнал (снизу вверх):

1. Известняки, рассланцованные до бупинитов, с микрофитолитами *Vesiculites flexuosus Reittl.*, *Oesgia solshata Reittl.*, *U. spretus Z. Zhur.*, *Radlova bodles Z. Zhur.*, *Nubecularites imiformis Z. Zhur.* 40 м

2. Сланцевые, реже зеленые сланцы 30 "

3. Известняки мраморизованные с прослоями известково-сланцевых сланцев 70 "

4. Сланцевые, реже зеленые сланцы 120 "

Мощность разреза 260 м.

Более высокая часть толщи, изученная по линии канав на водоразделе рек Бол. и Мал. Курнал, имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Металесчанники полимиктовые 30 м
 2. Филиты и сланцевые сланцы 220 "
 3. Металесчанники 30 "
 4. Сланцевые сланцы и филиты 20 "
- Мощность разреза 340 м.

Сланцевые сланцы представляют собой мелко-среднезернистые сланцеватые породы темно-серого, серого цвета с тонкопоясчатой, часто пильчатой текстурой. Структура их мелкозернистая лепидо-гранобластовая, иногда переходная к биостропсаммитовой и биостро-алевропсаммитовой. Они содержат кварц - 5-45%; серицит, переходящий в мелкочешуйчатый мусковит - 15-40%; альбит - 5-30%; стиль-пномелан, переходящий в мелкочешуйчатый биотит - 0-40%; хлорит - 0-10%; эпидот - 0-5%. Ахцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, гранат, турмалин, магнетит. Наиболее распространены кварц-альбит-серицитовые и кварц-альбит-стильпномелан-серицитовые сланцы. В известково-сланцевых разновидностях сланцев присутствуют зурер до 15-30% мелкозернистого кальцита. Металесчанники связаны со сланцами постепенными переходами и отличаются от них более четкой биостропсаммитовой, биостроалевропсаммитовой структурой, отсутствием мусковита и биотита. В обломках преобладают кварц и полевой шпат, иногда встречаются микрокварциты.

Филиты - тонкозернистые, сланцеватые, плитчатые темно-серые породы с шельковистым блеском, имеющие микролепидограно-бластовую до биостроалевропитовую структуру. Они состоят из кварца, альбита, примеси пелитоморфного (углеродистого?) вещества и сланцевых минералов (20-35%): серицита, хлорита, реже стильпномелана.

Зеленые сланцы имеют лепидонематогранобластовую структуру и сложены альбитом (10-40%), актинолитом (10-50%), хлоритом (5-45%), эпидотом (5-25%), стильпномеланом (0-15%); спорадиче-ски присутствуют кварц (до 5%), пумпеллит (до 30-40%), глаукофан, замещающий актинолитом (до 40%), карбонат (до 5%). Ахцессории: лейкоксен и магнетит. Глаукофан пнеохроирует в фиолетово-синих тонах по № и №ш до зеленовато-желтого по №; №-№р= 0,015. Он отвечает кросситовой разновидности.

Известняки - серые, темно-серые, иногда пятнистые, неравномерно мраморизованные породы, состоящие из кальцита и небольшой примеси (3-5%) кварца и пелитоморфного вещества. Тогда верхнепротерозойских пород неравномерно зонально метаморфизована. Метаморфизм повышен вдоль близкоротных разрывных нарушений, где с усилением рассланцевания породы перекристаллизованы до двуслюдяных сланцев. Судя по минеральным превращениям, метаморфизм был неоднородным. Так, биотит, развиваясь по стильпномелану, в свою очередь замещается хлоритом. Реликтовый характер глаукофана свидетельствует о вероятном первоначальном метаморфизме пород в условиях фации глаукофановых сланцев, а позднее - в фации зеленых сланцев.

Возраст толщи определяется находками в известняках микрофитолигов. В разрезе по р. Алакан (пачка I) комплекс онколитов и катарифий, по мнению А.Г. Лоспелова, отвечает венцискому (подомскому) времени.

Собранные в разрезе по р. Мал. Курнал *Vesiculites flexuosus Reittl.* и *Oesgia solshata Reittl.*, согласно определенным З.А. Жриваевой, относятся к среднему риферу, а *Vesiculites oeretus Z. Zhur.*, *Radlova bodles Z. Zhur.*, *Nubecularites imiformis Z. Zhur.* (опред. В.И. Вязглазова) - к венду. По мнению А.А. Майборода /17/, микрофитоциты в разрезе находятся в гальках известковистых конгломератов. Научивший позднее эти породы В.А. Дарвенко определил их как бупинированные известняки.

М Е З О З О Й С К А Я П Р У П П А

Отложения мезозоя в рассматриваемой части Монголо-Охотской складчатой области представляются верхнетриасовыми муганской и нелской и нижнеюрской курнальской свитами; в Верхне-Зейской и Усской впадинах - нижнемеловой боконской свитой, а в Становой области - нижнемеловой толщей грахиандзигов и их туфов.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Муляканская свита (Т_{3мк}) образует небольшой выход на склоне хр. Джалды, в междуречье Мулякан - Мал. Курнал. Она сложена рассланцованными, метаморфизованными песчаниками с редкими прослоями фидилитизированных алевролитов и зеленых сланцев. По дельте и коренным выходам вдоль р. Нел устья выложен следующий разрез отложений свиты (снизу вверх):

1. Метапесчаники зеленовато-серые неравномернозернистые с редкими прослоями фидилитизированных алевролитов. 380 м
 2. Метапесчаники зеленовато-серые средне-крупнозернистые. 120"
 3. Метапесчаники серые, неравномернозернистые 420"
 4. Метапесчаники зеленовато-серые и серые, средне-крупнозернистые 70"
- Мощность разреза 990 м.

По р. Мулякан в низлах нижнего разреза свиты в дельте встречаются зеленые эпидот-хлоритовые сланцы. С озера Муляканская свита по разлому граничит с породами верхнего протерозоя, а с юго-запада перекрыта нелской свитой. Видимая мощность ее около 1200 м.

Нелская свита (Т_{3н}) развита в бассейне

р. Мал. Курнал и сложена фидилитизированными алевролитами с редкими прослоями метапесчаников и линзами зеленых сланцев. Полный разрез ее изучен по линии канав в бассейне р. Мал. Курнал. Здесь на песчаниках муляканской свиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты фидилитизированные. 150 м
 2. Метапесчаники мелко-среднезернистые. 70 "
 3. Алевролиты фидилитизированные с подчиненными пластами метапесчаников (до 50 м) и зеленых сланцев (до 15 м). 720 "
 4. Алевролиты фидилитизированные в частом чередовании с песчаниками мелко-среднезернистыми 300 "
- Мощность свиты 1240 м.

Выше залегают отложения курнальской свиты.

Состав муляканской и нелской свит в пределах территории выдержан по простиранию. Слагающие их породы имеют следующие петрографические особенности. Метапесчаники - серые, зеленовато-серые мелкозернистые породы со сланцеватой текстурой и слабо-

псаммитовой структурой. Размер зерен в них изменяется от 0,1 до 2 мм. Они представлены кварцем (50-60%) и плагиоклазом (20-40%) с подчиненной примесью микросланцев, микрокварцитов (до 20%) и эпидота (до 7%). Цемент базального глина имеет микроленидогранобластовую структуру и состоит из мелких (0,02-0,05 мм) зерен кварца, альбита, серпикита, стилиномелана, реже эпидота, хлорита, карбоната. Интенсивно рассланцованные песчаники в зонах мощностью до первых десятков метров метаморфизованы до кварцальбит-серпиковых сланцев.

Фидилитизированные алевролиты - темно-серые, реже зеленовато-серые гонкосланцеватые породы. Они состоят из тех же минералов, что и метапесчаники, но отличаются от них более мелкозернистой (до 0,1 мм) бластолеверитовой до микролепидобластовой структурой и повышенным количеством слюдястых компонентов (20-30%). Зеленые сланцы имеют микрометамогеннолепидобластовую структуру и состоят из альбита (30-50%), хлорита (20-30%), эпидота (5-10%), актинолита (0-20%), стилиномелана (3-5%), серпикита (до 5%), кварца (до 5-10%) и дисперсной примеси рудного минерала и диомита (до 5%).

В.В. Ольховым /17/ муляканская и нелская свиты первоначально были выделены в составе условно ниже-среднекаменноугольных отложений. В 1967 г. ранее описываемой площадью М.Т. Турбин обнаружил в гальке конгломератов муляканской свиты остатки позднепермских шпанок, позднее в нелской свите был собран комплекс органических остатков нордического яруса /11/. Это служит основанием для отнесения данных свит к верхнему триасу.

Породы триаса метаморфизованы в фации зеленых сланцев и местами трудно отличимы от сходных пород, относимых к верхнему протерозою. Поэтому проводимая граница между этими образованиями не лишена условности и в дальнейшем может быть уточнена.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Курнальская свита (Т_{3к}) без признаков углового несогласия перекрывает на крайнем юго-западе территории нелскую свиту. Ее слагают рассланцованные песчаники с подчиненными пластами и прослоями фидилитизированных алевролитов. Наиболее представительный разрез этой свиты составлен по коренным выходам в долине р. Бол. Курнал. На фидилитизированных алевролитах нелской свиты здесь залегают (снизу вверх):

1. Металпесчанники полимиктовые с редкими прослоями филитизированных алевролитов. 420м
2. Металпесчанники известковистые с прослоями филитизированных алевролитов. 400м
3. Металпесчанники полимиктовые. 160м
4. Металпесчанники известковистые. 150м

Мощность разреза 1130 м.

Видимая мощность свиты не менее 1200 м. Металпесчанники, резко преобладающие в ее составе, — серые, мелко-среднезернистые породы со сланцеватой, иногда микролинзовидной текстурой. Филитизированные алевролиты — темно-серые до черных тонкосланцеватые тонкозернистые породы. По петрографическим особенностям и по степени метаморфизма они близки к одноименным породам верхнего триаса. Однако в песчанниках курральской свиты несколько выше содержание обломков пород (до 25%) и чаще встречается карбонат (до 10%). Для металпесчанников характерна примесь (до 5%) дисперсного графитоподобного, по-видимому, первично органического вещества, придающего им черную окраску.

На площади листа N-52-XXIII курральская свита условно отнесена В.В. Ольковым к каменноугольной системе. Однако позднее М.Т. Турбин и др. обнаружили в ней остатки криноидей раннего-среднего девона /11/.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л

Б о к о н с к а я с в и т а. Верхнебокконская подсвита

(K_1^{b/k_3}) образует эрозийный останец (около 4 км²) на левобережье р.ч. Ганги среди кайнозойских отложений. Она представлена серыми, зеленоватыми, плотными валуно-галечными конгломератами с трупозернистым травелито-песчанниковым заполнителем. Мощность их в пределах выхода около 50 м. Гальки и валуны (до 1,5 м в поперечнике) составляют 60-80% объема породы. В составе их преобладают гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды, реже встречаются вулканиты среднего состава, песчаники, алевролиты, кварцы. В плохосортированном псевдито-псаммитовом цементе присутствует вулканомиктовый материал. Состав обломков свидетельствует об их сносе с севера территории. Наличие среди них зеленоватых полимиктовых песчаников и алевролитов, характерных для средней части бокконской свиты, позволяет сопоставить данные отложения с верхнебокконской подсвитой, широко развитой восточ-

нее площади листа /20/. Ближние по составу выветрелые конгломераты, отличающиеся лишь отсутствием вулканогенного материала, вскрыты под чехлом кайнозойских отложений в бассейне р. Арги (скв. 2,3) на глубинах 248 и 297 м. Они вскрыты на мощность до 25 м (скв. 2).

Флористических остатков в конгломератах не обнаружено. В нижней и средней частях бокконской свиты, в бассейне р. Учи, по данным В.Ф. Сипова /20/, установлены многоцисленные отпечатки неоккомской флоры.

Г о л ш а т р а х и а н д е з и т о в ($ta^1 K_1$) образует изометричный грабен (около 10 км²) среди верхнего архея, на правобережье верхнего течения р. Арги. В юго-западной части грабена в основании видимого разреза выходит маломощная (20-30 м) пачка туфогравелитов с прослоями полимиктовых песчаников. Она перекрыта псаммитовыми и псевдитовыми литокристаллокалциевыми туфами трахиандезитов, слатавшими большую часть покрова. В северовосточной части грабена они сменяются лавыми миндалекаменными трахиандезитов с подчиненными потоками трахиацитов. По результатам интерпретации профильной магниторазведки мощность покрова оценивается в 130-150 м /23/.

Трахиандезиты — темные, с коричневыми оттенком мелкопорфирные породы с массивной, часто миндалекаменной текстурой. Феонкритаиды (до 60% объема породы) представлены зональным олигокла-андезитом (60-70%), клинопироксеном (5-30%), опатитизированной роговой обманкой (5-20%) и биотитом (0-5%). Основная ткань имеет аполитопилитовую и микролитовую структуру. По ней, а также по фенокристаллам, развиты вторичные хлорит, лимонит, карбонат, цеолиты, эпидот. Акцессории представлены магнетитом и апатитом.

Трахиациты имеют серо-коричневую окраску и состоят из феонкритаидов олигоклаза и роговой обманки (в сумме 35-45%), погруженных в микрофельзитовую ткань. Лавы трахиандезитов и трахиацитов содержат до 15% минералов поперечником 3-5 мм, которые выполнены опалом, халцедоном, кварцем, цеолитами, хлоритом, кальцитом.

По химическому составу (табл. 3) данные породы соответствуют трахиандезитам до кварцевых лавин и трахиацитам калиево-натриевой серии /2/. По сравнению со средними составами соответствующих пород они несколько обеднены феническим компонентом и имеют повышенную глинозелимость. Высокое содержание натрия в андезиоидах в ряде случаев связано с их цеолитизацией.

Химический состав вулканических пород нижнего мела (вес.%)

Окислы	Образцы						
	к-142	к-137	к-121	к-157	к-154-2	5360-6	5361
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,03	61,16	57,21	68,01	60,09	72,93	72,43
TiO ₂	0,80	0,63	0,64	0,43	0,63	0,27	0,31
Al ₂ O ₃	18,90	18,13	17,69	15,27	17,55	14,07	14,35
Fe ₂ O ₃	4,57	3,05	4,35	2,15	4,0	0,77	1,03
FeO	1,51	1,16	1,49	1,02	1,49	0,67	0,54
MnO	0,10	0,13	0,13	0,09	0,09	0,06	0,05
MgO	1,34	1,12	2,47	0,69	1,97	0,33	0,31
CaO	6,38	4,98	2,54	2,79	5,05	0,92	0,85
Na ₂ O	5,17	5,47	6,41	4,76	5,62	4,45	4,31
K ₂ O	1,59	1,78	2,81	3,70	2,19	4,97	4,96
P ₂ O ₅	0,32	0,32	0,39	0,14	0,30	0,04	0,05
CO ₂	0,47	1,16	0,43	0,11	0,45	-	-
H ₂ O	1,52	0,59	3,02	0,52	0,35	0,29	0,41
Σ	99,70	99,68	99,58	99,68	99,78	99,77	99,60

Продолжение табл.3

I	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O+K ₂ O	6,76	7,35	9,22	8,46	7,81	9,38	9,27
Na ₂ O/K ₂ O	3,25	3,07	2,28	1,28	2,57	0,89	0,87
$al' = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	2,55	3,4	2,13	3,96	2,35	7,90	7,63
$f = \frac{FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2}{FeO+Fe_2O_3}$	8,32	6,09	9,08	4,38	8,18	2,10	2,24
$Kф = \frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	82,0	78,9	70,0	82,0	74,0	81,0	83,5

Примечание. Обр.к-142, к-137, - трахиандезиты (та'К₁), обр.к-121 - кварцевый латит (та'К₁), обр.к-157 - трахидацит (та'К₁), обр.к-154-2 - трахиандезит (маК₁); обр.5360-6 - фельзит (мЛК₁), обр.5361 - гранит-порфир (мЛК₁), правобережье р.Арги.

Гуфы трахиацдезитов состоят из псаммитовых и псефитовых обломков дав того же, реже более кислого состава и кристалло-класгов плагноклаза, пироксена, амфибола, реже кварца. Они сцементированы слабо раскристаллизованной плотной пелловоу мас-сой, по которой развиты хлорит, лимонит, карбонат, цеолиты.

Дуфогравелиты состоят на 60-70% из неравномерно окатанных обломков и гравия трахиацдезитов, архейских гранитоидов, мета-морфических пород и кварца. Цемент псефито-псаммитовый, плохо сортированный кварц-полевощатовый с примесью (20-30%) вулка-нониткового материала. Подмикитовые песчаники - зеленовато-се-рые среднезернистые породы, состоящие из неравномерно окатанных обломков (около 70%) полевого шпата, кварца, реже биогита, сце-ментированных плотной слюдиисто-алевритовой массой.

Калий-аргоновый возраст трахиацдезитов из покрова (пробы 4,5) составляет 102 млн.лет ($K = 1,36\%$, $Ar^{40} = 9,6 \cdot 10^{-9}\%$, $Ar^{40}/K^{40} = 0,0058$) и 117 млн.лет ($K = 1,92\%$, $Ar^{40} = 15,6 \cdot 10^{-9}\%$, $Ar^{40}/K^{40} = 0,0067$). Он отвечает верхам нижнего меда.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозой представлен рыхлыми речными, озерно-речными, озер-но-болотными и делювиально-пролювиальными отложениями. Они зани-мают около 40% территории и развиты преимущественно в Верхне-Зейской и Удской впадинах. Отложения относятся к неогеновой и четвертичной системам.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Нижний и средний миоцен

Дутканская свита ($N^{1-2}d_1$) распространена во внутренних частях Верхне-Зейской и Удской впадин, где вскрыта скв.2 - рудч.Тыгдылянак, скв.3 - рудч.Мулячан и скв.4 - бассейна рудч.Таксан (рис.2). Глубина залегания кровли свиты от поверхности ти составляет соответственно 125, 85 и 152 м, ее абсолютные от-метки - 275, 335, 278 м. Выходы дутканской свиты на поверхность не установлено. В ее составе преобладают глины и алевроиты, по-выделены и исчезновению мощных пачек которых приводятся ее границы. В подчинении встречаются пески и бурые угли. Наиболее полный разрез установлен в скв.3 (см.рис.2), где под песчани, от-носящими к верхнему миоцену, вскрыты (сверху вниз):

1. Глины углистые. 2,0 м
2. Пески разнозернистые. 5,5 "
3. Угли бурые. 2,5 "
4. Пески и углистые глины в переслаивании. 13,5 "
5. Угли бурые. 3,0 "
6. Глины, алевроиты, пески в частом чередова-нии с прослойками бурых углей до 0,5 м. 63,0 "
7. Угли бурые. 3,5 "
8. Алевроиты с прослойками глин и песков с про-пластками бурых углей до 0,5 м. 54,0 "
9. Алевроиты с древесной кварца и туфогенных пород. 8,0 "
10. Глины и алевроиты в тонком переслаивании. 57,0 "

Мощность разреза 212 м.
Ниже залегают выветрелые конгломераты, отнесенные к ниже-му меду.

Ближе к краю депрессии, в скв.2, разрез дутканской свиты от ее кровли следующей (сверху вниз):

1. Глины с прослойками (до 10 см) бурых углей. 28,0м
2. Угли бурые. 1,0"
3. Глины с прослойками алевроитов и песков. 10,5"
4. Угли бурые. 2,0"
5. Глины углистые с прослойками алевроитов. 48,9"
6. Пески с древесной и прослойками алевроитов и бурого угля (до 0,2 м) 19,6"
7. Алевроиты и глины, в низах пачки с древесной вы-ветрелых гранодиоритов. 13,0"

Мощность разреза 123 м.
В пределах дутганского порога, разделяющего Верхне-Зей-скую и Удскую впадины, разрез свиты (скв.4) следующий (сверху вниз):

1. Глины, в нижней части пласта с примесью кварцевого гравия. г. 13,0м
 2. Пески полимиктовые, разнозернистые с тра-вием. 6,0"
 3. Глины песчанистые с мелкими редкими гравием. 23,0"
 4. Глины углистые с пропластками (до 20 см) бурых углей. 2,0"
- Мощность разреза 44 м.
Мощность свиты возрастает от краевой части депрессии к центральной, где, по данным В.А.Барвенко /24/, она достигает 300 м.

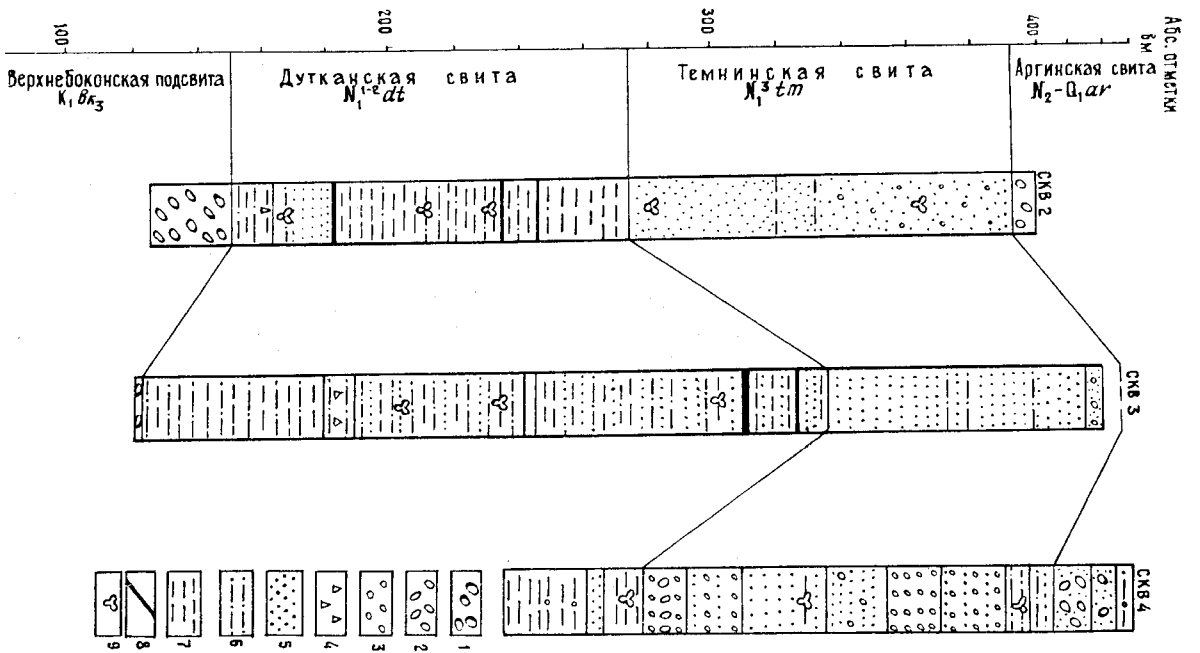


Рис. 2. Разрез отложенный Верхне-Зейской впадины по скважинам 2, 3, 4
 1 - конгломераты, 2 - галечники, 3 - гравийники, 4 - дресва, 5 - пески, 6 - алевроиты, 7 - глина, 8 - бурый уголь, 9 - места нахождений остатков пшеницы и спор

Глина представляется вязкими разнородными серого цвета, иногда с зеленоватым, коричневым и голубоватым оттенками. По данным шести анализов из скв. 2, содержание окислов в вес. % варьирует в них в следующих пределах: SiO_2 - 49,6-57,5; Al_2O_3 - 0,9-1,2; Al_2O_3 - 18,2-27,2; Fe_2O_3 - 1,9-5,2; MgO - 0,2-2,0; CaO - 0,6-1,7; Na_2O - 0,8-2,1; K_2O - 1,2-2,0. Согласно термическому анализу, глины в верхней части разреза относятся к гидросидеритам с примесью каолинита. Западные /24/ в составе свиты установлены также существенно каолиновые глины. Пески мелкозернистые, серого, зеленовато-серого цвета, имеют кварц-полевошпатовый и полевошпатовый состав (до 92-96% полевого шпата). В тяжелой фракции доминируют эпидот, сфен, амфибол, циркон, которые подчинены ильменит, лейкоксен, транат. Среднее содержание окислов в вес. % по 10 анализам следующее: SiO_2 - 54,8; Al_2O_3 - 1,0; Al_2O_3 - 20,4; Fe_2O_3 - 4,1; MgO - 1,1; CaO - 1,2; Na_2O - 1,7; K_2O - 2,1.

Алевроиты отличаются от песков лишь пониженной степенью зернистости.

Бурые угли - темного буровато-коричневого цвета, матовые, плотные. Текстура их неяснослистая, линзовидно-слистой, реже плотная. Структура тонкоштриховатая до неясноштриховатой. Они относятся к классу телитоидов, подклассу телитов и содержат витринит, семифюзинит, фюзинит и лейнитинит.

В палинологическом спектре отложений (скв. 2, 3, 4) доминирует разнообразная пыльца телитоидных покрытосеменных (57-59%), голосеменных (21-30%) и споровых (12-21%) растений. Из них руководящее значение имеет комплекс субтропических форм *Sagwa*, *Plex*, *Fagus*, *Nyssa*, *Idolodaphn*, *Selitia*, *Araucarioxete*, *Saxtapaeva* и др., которые, по мнению палинологов А.Р. Бокковой и др., характерны для ниже-среднемиоценовых отложений впадины Амурской области.

Свита является основной угленосной формацией Зейско-Удской депрессии.

Верхний миоцен

Темнинская свита (N_1^{tm}) залегает как на дутканской свите, так и на кристаллическом основании по краям депрессии. В ее составе распространены каолинсодержащие пески, гравийники, алевроиты и глины с линзами лигнитов. На максимальную мощность темнинская свита вскрыта скважиной 4 в бассейне р. Таксан. Разрез ее здесь от кровли к подовне следующий (сверху вниз):

1. Пески разнородности с прослоями алевроитов и гравия. 7,2 м

2. Алевроиты с примесью песчаного и гравийного материала. 7,0 "

3. Гравийники в чередовании с песками и прослоем лигнитов (0,1 м). 21 "

4. Гравийники. 17,4 "

5. Пески разнородности с примесью гравия. 18,6 "

6. Пески гравелистые, с прослоями глины. 25,6 "

7. Гравийники и пески. 17,4 "

8. Гравийники с прослоями галечников. 13,0 "

Мощность разреза 127,2 м.

В скв. 2 (северный борт депрессии) полный разрез свиты следующий (сверху вниз):

1. Пески разнородности с примесью галек (до 20%) и прослоями алевроитов. 73,4 м

2. Глина темно-серые, углистые. 2,0 "

3. Пески разнородности с редкой галькой и прослоем лигнитов (0,2 м). 44,0 "

Мощность разреза 119,4 м.

На западном краю Удской впадины, в междуречье Туринга - Таенга, в результате мелкого колонкового бурения установлен следующий разрез верхней части свиты (сверху вниз):

1. Глина с линзами разнородности псков. 13,0 м

2. Пески с примесью гравия (2%). 15,0 "

3. Глина с прослоями псков и лигнитов. 25,0 "

Общая мощность разреза 53 м.

Состав темнинской свиты фациально изменчив. Относительная гребозернистость осадков возрастает в западной и южной частях депрессии и понижается в северо-восточной, где характерными становятся глины. В целом отложения относятся к озерно-речному типу. Мощность их, по данным, полученным на сопредельной с запада территории, возрастает на юге Верхне-Зейской впадины /24/.

Пески во внутренней части депрессии преимущественно полимикто-вые, состоящие из полевого шпата - 58-77%, обломков пород - 4,7-12,7%, слюды - 5-14% и кварца - 10-15%. В тяжелой фракции встречаются амфибол, эпидот, магнетит, ильменит, сфен, циркон, марказит. По краю депрессии, где осыта залегает на выветрелых породах кристаллического фундамента, пески имеют пологошат-кварцевый состав, усилена их каолинизация. В гравийниках резко преобладают гальки кварца, реже встречаются выветрелые породы кислого состава. Состав глины каолинт-глиносапудистый. Органи-

НЕОГЕНОВАЯ - ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

П И О Ц Е Н - И Ж Н О Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н О Е
З В Е Н О

гельной особенностью отложений свиты является их белесый цвет, обусловленный присутствием каолинита. Углефикация растительных остатков в них достигает стадии лигнитов.

По палинологическому спектру (скв. 2, 4 и др.) темнинская свита сходна с дутянской. Но в ней поспелено уменьшаются видове разнообразие субтропических форм и увеличивается колличество пальцы умеренно теплолюбивых растений: дуба, граба, клена, ореха и др., а также берез, сосны и спор папоротников и мхов. Характерными субтропическими формами остаются Ляца и представители семейства таксоидиевых. В связи с этим граница между свитами проводится по палинологическому признаку, выраженному более грубым составом темнинской свиты и отсутствием в ней углей. Отложения темнинской свиты представляют интерес как строительные пески, глины, песчано-гравийные смеси.

А р г и н с к а я с в и т а (N₂-б-1а) перекрывает темнискую свиту, а на северном склоне депрессии залегает на кристаллическом основании. Ее слагают галечники, пески, глины, валунники, супеси, суглинки с подчиненными прослоями торфа. Нижняя граница свиты проведена по горизонту галечников с разнородной галькой и полимиктовым песком.

Состав аргинской свиты фациально изменчив. На юге депрессии в погосе шириной 8-12 км в ней доминируют валуно-галечниковые отложения с подчиненной примесью псков и супесей. По данным картировочного бурения, с учетом превращений рельефа мощность свиты оценивается в 100-120 м. Севернее, в бассейне р.ч. Таксан (скв. 4), разрез ее следующий (сверху вниз):

- 1. Суглинки. 2,1 м
 - 2. Алевроиты с примесью глины, гравия и гальки. 3,4 "
 - 3. Пески с галькой. 8,0 "
 - 4. Галечники с псков. 11,3 "
- Мощность разреза 24,8 м.
- Ниже залегает пески темнинской свиты.
- На северном краю депрессии, на правобережье р. Арги, картировочными скважинами вскрыты (сверху вниз):
1. Глина и суглинки с прослоями (до 1 м) горфа. . 3,0-12,0 м

2. Пески с прослоями (до 1-2 м) супесей, галечников, глин. 0,5-18,0 м

3. Галечники (до валуников) с песком. 3,0-30,0 м

Мощность отложений изменяется от 10 до 60 м.

Таким образом, мощность свиты и объем в ней грубообломочного материала возрастает в южной части депрессии. Песчано-галечниковый горизонт прослеживается в дугообразной полосе от р.Зей через Вол.Курнал к правобережью р.Уды. На северо-восточном краю депрессии зернистость осадков и их мощность резко понижены.

Различные генетические типы отложений аргинской свиты отличаются по децифровочным признакам. Выходы аллювиальных галечников часто отпрепарированы на склонах в виде уступов. На песках развит увалистый микро relief и усилена заделенность. На торфяно-глинистых (озерно-болотных) отложениях повышена степень заболоченности и распространены термокарстовые озера.

Галечники и валуники аргинской свиты имеют буроватую окраску. Гальки неравномерно окатаны, разнообразны по составу, как правило, невыветрелые. В южной части депрессии они представлены лены метаморфическими сланцами, песчаниками, кварцем, реже гранитами; в северной - кристаллическими породами архей, гранитами, вулканитами мезозоя и кварцем. Заполнитель их гравийно-песчаный.

Пески - желтые до бурых, реже серые, полимиктовые. Обломки пород составляют 4,6-35,2%, полевые шпаты - 69,9-92,0%, кварц - 1,6-10%, слюды - 0-12% от объема легкой фракции. В тяжелой фракции присутствуют: ильменит, магнетит, лейкоксен, циркон, гранат, акцидол, эпидот, спорадически золото.

Глины имеют преимущественно коричнево-окраску. По данным термического анализа, они каолинит-гидрослюдастые.

Аргинская свита отличается от теминской пестрым литологическим составом и невыветрелостью обломочного материала. Местами вследствие переувлажнения миоцена в низах ее разреза встречаются переотложенный каолинит и кварцевые обломки, что при отсутствии мощного галечного горизонта нивелирует указанные различия и затрудняет проведение границ между свитами.

Спорово-пыльцевой комплекс аргинской свиты отличается от миоценового преобладанием покрытосеменных растений над голосеменными и отражает флору смешанных лесов. Наряду с пыльцой ели, пихты, сосны, березы, ольхи в нем присутствует пыльца умеренно теплолюбивых - дуба, ильма, ореха, лещины, липы и др., среди которых руководами являются не встречающиеся в более молодых отложениях *Luxia*, *Saccidius*, *Fagus* (с кв. 4 и др.). По заключению

А.Р.Бокковой, Л.И.Лукашовой, В.П.Щаровой, этот комплекс отвечает периоду от миоцена до раннего плейстоцена.

Разрыв теминской свиты и поднятие в аргинской свите невыветрелых грубообломочных отложений свидетельствуют об изменении условий осадконакопления и местном стратиграфическом несогласии между свитами. В аллювиальных отложениях аргинской свиты встречается золото, в связи с чем они представляют интерес для поисков россыпей. Пески, галечники и глины пригодны для использования в строительных целях.

ЧЕТЫРЕХЗВОННАЯ СИСТЕМА

С р е д н е з в е н о (q_{II})

Среднее звено представлено аллювиальными отложениями третьей террасы р.Зей и второй террасы ее крупных притоков. Ширина террасы вдоль р.Арги достигает 1 км, а протяженность 20 км. Разрез отложений, изученный по скважине в среднем течении р.Арги следующий (сверху вниз):

1. Глины бурые песчанистые. 2,0 м
2. Пески серые до желтых разнозернистые. 4,0 м
3. Галечники с гравием и песком. 4,5 м

Общая мощность разреза 10,5 м.

Другие разрезы имеют сходное трехчленное строение. Мощность отложений, а также ширина их выхода сокращены в долинах верхнего течения рек. Так, в верхнем течении р.Арги (разрез по линии Щурфов) мощность указанных выше слоев соответственно составляет 0,9; 0,6; 3,6 м.

В отложениях (скважины, шурфы и расчистки по рекам Арги, Уде, Гаенте) обнаружена пыльца растений березово-хвойного леса с подчиненным количеством умеренно-теплолюбивых - лещины, ильма, дуба. Для определения возраста руководами является пыльца березы: *Betula schmidtii* Ktze., *B. sp. 1*, *B. sp. 2*, *B. albo-sibirica* Vukl. и сосны *Pinus sp.*, которую, по заключению Р.С.Зяковой, встречаются в отложениях не моложе среднего плейстоцена.

В е р х н е е з в е н о (q_{III})

Верхнее звено (q_{III}) представлено аллювием первой и второй надпойменных террас р.Зей, имеющих высоту 5-12 м, которые в долинах притоков этой реки слиты в единую террасу шириной до 5-6 км. В разрезах доминируют галечники и пески с подчиненными

слоями глин, алевроитов и торфа. Состав отложений не выдержан, но обычно в низах их преобладают галечники, иногда с валунами 0,5-6,0 м, а в верхах - пески с прослойками (до 1 м) глин, алевроитов, торфа - 1,8-5,0 м. Наиболее мощный разрез, вскрытый скважиной в нижнем течении р. Нел, следующий (сверху вниз):

1. Пески серые мелкозернистые, до алевроитов. 3,1 м
 2. Пески серые крупнозернистые с галькой. 0,6 м
 3. Галечники с гравием и песком. 5,9 м
- Общая мощность разреза 9,6 м.

Спорно-пыльцевые спектры отложений (картировочные скважины по р. Нел и р. Арги) представлены ассоциациями как холодолюбивых, так и умеренно теплолюбивых растений, из которых руковольтышии выделяются на расступах ниже в данном районе пихты, дуба, клена, лещины, липы, ореха.

В е р х н е е - с о в р е м е н н о е з а в е н ь я (q_{III-TU})

К нерасчлененным верхнему - современному звеньям отнесены деловиально-пролювиальные щебни, галечники, валуны, супеси, суглинки, пески, слагающие предгорный шлейф шириной до 1 км в подножье хр. Джарга. Картировочным бурением в междуречье Мал. Курнага - Нел установлена невыдержанность состава и плотность сортировки этих отложений. Один из наиболее представительных разрезов по скважине глубиной 15 м следующий (сверху вниз):

1. Щебень и дресва метаморфических сланцев с суглинковым заполнителем. 4,0 м
 2. Суглинки с дресвой и щебнем. 9,0 м
 3. Валунники с галькой, гравием, щебнем и супесью. 2,0 м
- Наибольшую мощность (до 30-40 м) отложения имеют в местах выхода речных долин на равнину.

С о в р е м е н н о е з в е н о (q_{IV})

Современное звено представлено русловыми и пойменными отложениями рек и крупных ручьев. Наибольшей ширины (до 1,5-2 км) они достигают вдоль р. Зей и р. Арги. Русловые отложения представлены галечниками с песком и валунами и песками, образующими косы. В пойме они уступают место более тонкозернистым и тонкослоистым супесям, суглинкам и илам. В равнинной части территории в составе аллювия преобладают пески, а в гористой - галечники,

в верховьях торных водоковок аллювиальные отложения переходят в аллювиально-делювиальные и делювиальные. Мощность современного аллювия достигает 5 м.

В северном обрамлении впадины метаморфические и магматические породы покрыты элювиально-делювиальным чехлом мощностью 0,5-3 м. Он представлен щебнем, дресвой и глыбами с суглинковым заполнителем.

Для четвертичных отложений характерны серый цвет, полимиктовый состав, отсутствие признаков выветривания. В аллювиальных галечниках, реже песках, встречаются золото, молибденит, халькопирит, кинноварь, антимонит, что указывает на возможность локализации в них россыпных месторождений. Они также пригодны для использования в качестве строительных материалов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования слагают около 20% территории. Они разделены на позднеархейские, раннепротерозойские, раннемиловые и нерасчлененные меловые интрузии.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро-амфиболиты (vд₂), метаморфизованные пироксениты, гортендититы (дв₂) образуют редкие линзовидные тела среди метаморфических пород верхнего архея. Относительно крупные из них, длиной до 3 м шириной до 0,8 км, установлены на левобережье руч. Гамикан, в междуречье Кингиджак и Бираккан и по р. Таксан. Наблюдавшиеся контакты этих тел с верхнеархейскими гнейсами и сланцами согласные, параллельные поллосчатости последних. В их краевых частях габброиды и пиперозиты разгнейсованы, интенсиивно амфиболитизованы, нередко магматизированы. В центре тел поро-ды более массивные и менее метаморфизованы. Мелкие тела подвержены будлинату. Непосредственные контакты между габбро-амфиболитами и пиперозитами не наблюдались. Учитывая то, что те и другие одинаково соотносятся с магматитами, они рассматриваются как разновозрастные образования. Относительно крупные тела пиперобазитов (массив г. Дуртугу, на левобережье руч. Таксан) выражены положительными аномалиями д_{Тв}. Тела габброидов не создают существенно возмущения магнитного поля.

Габбро-амфиболиты - темно-серые среднезернистые до крупно-зернистых породы. Структура их blastogabбровая, переходящая в немагнотранобластовую. Они состоят из 35-40% зеленой роговой обманки, иногда с реликтами клинопироксена, 50-55% соспиритизированного биотита и новообразованной кварца (до 5%), хлорита, эпидота, иногда микроклина (до 1-2%). Акцессории: апатит, сфен, титаномагнетит.

Пироксениты и торфидалиты - темные, зеленоватые породы, состоящие из моноклинового (0-90%) и ромбического (0-8%) пироксенов, частично, либо полностью (в горногендитах) замещенных голубовато-зеленым амфиболом. В подчинении встречаются оливин (0-5%), замещенный серпентином, тальк, магнетит, пирротин, зеленая шпинель.

Будникаж тел описываемых пород в складчатых митматизированных толщах верхнего архея, а также их метаморфизм, свидетельствуют о формировании их до позднеархейской складчатости. Кальций-аргоновый возраст габбро-амфиболита из бассейна ручья Биракян (проба 3) составил 140 млн. лет ($K = 2,01\%$, $Ar^{40} = 19,9 \cdot 10^{-9} г/г$, $Ar^{40}/K^{40} = 0,0081$). Он, очевидно, отражает время мезозойской активизации района.

Гранодиориты ($\gamma\delta B_2$), кварцевые диориты, диориты гнейсовые, рожественные и слоят два крупных массива: Аринский (более 600 км²) и Гамиканский (свыше 200 км²), а также более мелкие тела среди пород верхнего архея, в бассейнах р. Тарбуки, ручьев Кольд-Галинди и Тук-Макит.

Аринский массив имеет форму вытянутой к северо-востоку синюиды. Гнейсовидность в нем ориентирована согласно с элементами залегания его контактов и подосчатости вмещающих пород и погружена преимущественно в западных направлениях под углами 30-70°. Это позволяет интерпретировать массив как интрузивно-конкордантный плутон, внедренный вдоль границы некристальной и тьяжаской свит. В разрезе по р. Арут зафиксированы складки гнейсовидности шириной от первых десятков до сотен метров с наклоном 30-60°. Нижняя, лежащая часть Аринского массива сложена среднезернистыми порфиробластовыми биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. В центре массива они становятся более мезокристовыми и близки к биотит-роговообманковым тоналитам. Последние в верхней части массива через кварцевые диориты местами переходят в роговообманковые диориты. Здесь же массив наиболее интенсивно расщеплен на многочисленные пластобразные авто-

физы и содержит вытянутые вдоль гнейсовидности линзовидные ксенолиты вмещающих пород. Переходы между гранодиоритами и диоритами чаще всего постепенные на интервалах шириной до километра. В краевых частях массива, особенно вдоль контактов с кенозитивами, отмечается также подосчатое чередование пород различной основности.

Гамиканский массив вытянут в субширотном северо-восточном направлении. Он сложен роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, гнейсовидность которых погружена к северу и северо-западу под углами 30-55°. Такой же преобладающий наклон вмещающих гнейсово-митматитовых толщ. Пластовые автофизы массива на правобережье р. Зеи вместе с вмещающими породами смиты в складки. Однако по отношению к общей складчатой структуре массива, ввиду линейной вытянутости, выдвигает диокордантные и выполняет зону крупного архейского разлома.

Контакты описываемых пород с гнейсами и кристаллическими сланцами резкие, согласные, параллельные подосчатости. Мелкие тела и автофизы имеют пластовую складчатую форму. Диориты и гранодиориты содержат ксенолиты габбро-амфиболитов и вместе с вмещающими породами митматизированы и гранитизированы в процессе позднеархейского ультраметаморфизма. В магнитном поле и по дешифровочным признакам они не отличаются от слюдисто-кристаллических образований верхнего архея.

Гранодиориты - серые средне-крупнозернистые гнейсовидные до массивных породы с blastогипидоморфнозернистой до ледяножелезотранобластовой структурой, часто с элементами порфиробластовой. Они содержат 40-60% слабо пятнисто-зонального олигоклаза, 20-25% кварца, 5-25% микроклина, 5-20% биотита, 0-10% голубовато-зеленой роговой обманки, 3-5% эпидота. Вторичные минералы представляют серпичитом и хлоритом, акцессории - сфеном, магнетитом, апатитом, цирконом. Диориты и кварцевые диориты отличаются более темной окраской, отсутствием порфиробластов микроклина и содержат 50-60% раскисленного по краям зерен андезина, 15-30% роговой обманки, 3-7% биотита, 2-15% кварца, 0-10% микроклина, до 10% эпидота. Микроклин развит в интерстициях плагиоклаза и кварца и в виде порфиробластов с распыляющимися краями попеременно до 2 см, иногда с микрелетовыми каймами. Реакционный характер микроклина свидетельствует о существовании метасоматического его присокождения. Первоначальный состав пород, вероятно, отвечал ряду тоналита-диорита.

По петрохимическим особенностям гранодиориты и кварцевые

диориты относятся к калиево-натриевой серии (табл.4). Магмакальциевые гранодиориты (обр.5449) отвечают тоналитам. Для пород характерна повышенная глиноземистость.

Возраст рассматриваемых интрузий определяется их образованием до главного этапа складчатости и ультраметаморфизма верхнеархейских толщ.

Граниты и плагиограниты биотитовые и двуслюдяные гнейсы (АВ₂) относятся к ультраметаленным образованиям и связаны с теплыми переходами с мигматитами. Наиболее широко они распространены в виде мелких тел, пропитывающих толщи верхнего архея. Вытнутые массивы их площадью до 80 км² локализованы в приамурских частях крупных складок (бассейн р.Торбукки и правобережье р.Зей), по краям Гамиканского и Аргинского массивов гранодиоритов и диоритов и вдоль тектонической границы блоков нижнего и верхнего архея. Контакты гранитов и плагиогранитов с вмещающими породами согласные, как резкие инъекционные, так и постепенные, через теневые мигматиты. Последние особенно часто наблюдаются вдоль границ с лейкократовыми гнейсами и позднеархейскими гранодиоритами. Граниты в этих местах содержат сквалиты, обладают теневой подосчатостью.

Мелкие тела гранитов и плагиогранитов имеют пластобразную форму, чередуются с мигматизированными метаморфическими породами и скаты вместе с ними в складки. Гнейсовидность и подосчатость тех и других параллельны. В замках складок мощность тел увеличивается. Они, по-видимому, в основном образовались на месте в процессе анатексиса. Крупные тела более расплывчатые, содержат ксенолиты и сквалиты вмещающих пород, разветвлены на согласные, реже секущие апофизы инъекционного типа. Образование этих тел связывается с перемещением расплава в ядра складок и зоны разрывов. Судя по поведению заглавния гнейсовидности и контактов, они конкордантны к позднеархейской складчатой структуре. Текстурных и вещественных отличий между анатекститами и первичными гранитоидами не установлено. Особенности их состава зависят от характера вмещающих пород. Среди высокоглиноземистых гнейсов нижнелендинской подовиты и тыжаской свиты преобладают двуслюдяные, иногда гранатсодержащие граниты и плагиограниты; среди существенно роговообманковых пород характерны их биотитовых разновидностей. В краевых частях тел гранитоиды обогащены слодами, в центральных - чаще встречаются лейкократовые граниты.

Таблица 4
Химический состав интрузивных пород (вес.%)

	Образцы							
	2422	5449	2054	3298	2310	5273	5336-1	5330
SiO ₂	58,85	66,83	66,90	71,00	71,17	70,94	70,17	76,85
TiO ₂	0,91	0,23	0,60	0,37	0,28	0,32	0,38	0,16
Al ₂ O ₃	17,19	18,25	16,21	13,56	15,52	14,37	14,63	12,09
Fe ₂ O ₃	1,76	0,60	0,97	2,46	0,29	0,32	1,40	0,69
FeO	3,80	1,00	1,85	0,79	1,14	1,54	1,27	0,38
MnO	0,07	0,01	0,05	0,03	0,01	0,04	0,05	0,04
MgO	2,69	0,71	1,18	1,07	0,58	0,89	0,76	0,23
CaO	5,26	3,81	2,69	2,21	1,95	2,06	2,06	0,43
Na ₂ O	5,02	6,00	4,73	4,67	4,47	3,48	4,16	3,91
K ₂ O	1,62	1,41	3,42	3,70	3,58	4,61	4,15	4,42
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,18	0,12	0,08	0,09	0,12	0,01
SO ₃	0,02	-	-	0,12	0,01	0,00	0,01	0,01
CO ₂	0,51	0,04	0,63	0,07	0,15	0,27	0,00	0,00
H ₂ O	1,68	0,59	0,24	0,32	0,46	0,63	0,42	0,37
Σ	99,56	99,55	99,65	100,49	99,69	99,56	99,58	99,59
Na ₂ O+K ₂ O	6,64	7,41	8,15	8,37	8,05	8,09	8,31	8,33
Na ₂ O/K ₂ O	3,10	4,26	1,38	1,26	1,25	0,75	1,00	0,89
ал ¹	2,08	7,90	4,05	3,14	7,72	5,23	4,27	9,30
Σ	9,23	2,55	4,65	4,72	2,30	3,11	3,86	1,50
КФ	67,0	69,0	71,0	75,0	71,0	68,0	78,0	82,0

Примечание. Обр.2422 - кварцевый диорит (8 АВ₂), правобережье р.Арги; обр.5449, 2054 - гранодиориты (8 АВ₂), басс.р.Арги; обр.3298, 2310 - биотитовые граниты (1 АВ₂), верховья р.Ерэнги и водораздел рек Уды и Арги; обр.5273 - гранит двуслюдяной порфиробластовый (1 ГР₁), р.Саливис; обр.5336-1, 5330 - граниты (1 ГР₁), р.Арги.

РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

С поздней стадией гранитообразования связаны порфиробластическая микроклиннизация и образование петматтоидов. Микроклиннизация чаще всего проявлена в висцях, апликальных частях тел и наложена как на гранитоиды, так и на вмещающие породы. Она, в частности, обуславливает гранитизацию пород Артинского массива. Количество порфиробластов микроклина в гранитоидах достигает 20-30%. Петматтоиды встречаются как среди гранитов, так и мигматитов. Они образуют маломощные (до 1-2 м) линзовидные тела и оторочки вокруг гранитовых инъекций, согласные с гнейсовидностью вмещающих пород, реже секущие ее.

Как на все архейские породы, на описываемые гранитоиды вдоль разломов наложены процессы рассланцевания, мигматизации и катаклаза. По магнитным свойствам граниты и платиограниты не отличаются от вмещающих мигматизированных гнейсов и создают вместе с ними слабо дифференцированные поля пониженных значений $D_{\text{П}}$.

Граниты и платиограниты связаны постепенными переходами и внешне представляют собой белые, светло-серые и розоватые породы. Структура их гранобластовая с элементами лейкобластовой и порфиробластовой. Они состоят из олигоклаза № 20-24 (30-45%), кварца (25-35%), микроклина (15-40%), биотита (2-7%), мусковита (0-5%), граната (0-3%). Вторичные минералы: серицит, эпидот, поизит, хлорит, акцессории: апатит, циркон, сфен, магнетит. Микроклин присутствует в виде ксеноморфных зерен, как не имевших реакционных соотношений с олигоклазом, так и корродировавшихся последний с образованием альбитовых, микрелитовых кайм и антиперлитов. Петматтоиды отличаются от вмещающих гранитов и платиогранитов массивной петматтоидной, реже блоковой структурой. Количество мусковита в них не превышает 5%. Он мелкочешуйчатый, чаще всего давленый, встречается спорадически.

По химическому составу граниты отвечают нормальным гранитам калиево-натривой серии (см. табл. 4), а порфиробластовые их разновидностей приближаются к щелочным гранитам (обр. 3298). В целом для них характерна преобладание натрия над калием, изменчивость глиноземистости и содержания фемических компонентов, что согласуется с петрографическими особенностями.

Позднеархейский возраст гранитов основывается на данных о синхронности их образования с ультраметаморфизмом и складчатостью пород купуринской серии. По этому признаку они сопоставимы с древнестановым комплексом. Проявлений полезных ископаемых, связанных с позднеархейскими интрузиями, не установлено. Гранитоиды могут использоваться как строительный материал.

Граниты микроклинной порфиробластической (ГР_П) образуют массив (около 30 км²) в нижнем течении р. Саливис. Он вытянут к северо-востоку вдоль разлома, отделяющего блоки нижнего и верхнего архея. С северо-запада и юго-востока массив срезан зонами мигматитов, а на юго-западе гранитит с рассланцеванными, блокомигматизированными позднеархейскими гнейсовидными гранитами. В отличие от последних, раннепротерозойские граниты не рассланцеваны. Они розовые, литнистые, неравномернозернистые, порфиробластовые, гнейсовидные до массивных. Граница их с позднеархейскими гранитами нерезкая в связи с наложением на рассланцеванные вмещающие породы порфиробластева калиевого полевого шпата. Простирание гнейсовидности в массиве меняется от северо-западного к северо-восточному при углах падения 30-70°. Оно не согласуется с преобладающим северо-восточным простиранием сланцеватости вмещающих пород.

Граниты состоят из 35-50% микроклин-перлита, 25-32% кварца, 20-30% альбит-олигоклаза, 3-5% биотита, 1-5% мусковита и акцессорных: циркона, ортита, монацита, апатита. Структура их порфиробластовая. В основной ткани сочетаются участки лейкократового гранита с блокомигматидоморфнозернистой структурой и линзовидные включения обогащенного слюдами субстрата с блокомигматитовой структурой. На этом фоне развиты порфиробласты микроклин-перлита поперецином до 2-5 см, количество которых достигает 30-40%. По петрографическим особенностям можно заключить, что граниты образовались в результате кремнево-щелочного метасоматоза по блокомигматитам при частичном вытеснении зтектического расплава.

Данные граниты отличаются от позднеархейских преобладанием калия над натрием и пониженной железистостью (см. табл. 4). Им присуща повышенная радиоактивность (20-35 мкр/час) за счет повышенного содержания ортита и монацита.

Раннепротерозойский возраст гранитов поднимается на основании их пространственной и структурной связи с зонами высококтемпературных диастомигматитов, наложенных на позднеархейский фундамент. Возраст последних, по данным Н. Г. Судовикова и др. /21/, раннепротерозойский. Кальций-аргоновые датировки подобных метасоматических гранитов в центральной части Становой складчатой области достигают 1100 млн. лет /22/.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Субвулканические интрузии

Т р а х и а н д е з и т н (табл. 3) образуют мелкие штоки и дайки, которые прорывают покровные образования этого же состава и образуют архейские породы в верхнем течении р. Арги. Ширина тел не превышает 100-200 м. По данным профилейной магнитосурveysки, они выражены резкими аномалиями дзв интенсивности до 1400 γ. От покровных трахандезитов субвулканические отличаются лучшей раскристаллизацией и большими размерами фенокристаллов (до 5 мм). По петрохимическим особенностям те и другие идентичны (см. табл. 3).

Ф е л ь з и т н и г р а н и т - п о р ф и р н (Лк₁) слагают субвулканические дайкообразные тела (до 4 км²) и рои даек, приуроченные к системе северо-восточных разломов, развитых вдоль р. Арги. Они прорывают архейские кристаллические породы и трахандезиты. Фельзиты слагают мелкие дайки и краевые части более крупных тел. В центре последних породы раскристаллизованы до гранит-порфиров. На вершине с отметкой 638,0 на правобережье р. Арги установлено проявление гранит-порфиров мелким (шириной 150-200 м) неким алломеративных туфов смешанного состава. По данным наземной магнитосурveysки, некая подчеркнутая локальной аномалией 600-1200 γ на фоне спокойного поля (200-300 γ), создаваемого фельзитами и гранит-порфирами. Крупные тела гранит-порфиров местами отренарированы в рельефе в виде остаточных возвышений (вершины с отметками 678,0 и 638,0), что служит их дешифровочным признаком.

Фельзиты представляют собой белые, розовато-белые афировые и редкопорфировые лейкократовые породы. Они имеют фельзитовую структуру с элементами сферолитовой, микропопиклилитовой, микропегматитовой и порфировой структур. Основную ткань в виде микролитов и мельчайших зерен слагают калиевый шпат, альбит-олигоклаз и кварц. Фенокристаллы (до 15%) образованы теми же минералами и хлоритизированным биотитом. Для гранит-порфиров характерно отсутствие фельзитовой структуры и повышенное количество фенокристаллов (15-30%). Жерловые туфы, проявляющие трахит-порфир, состоят из обломков (до 20 см) архейских кристаллических пород, фельзитов, гранит-порфиров и трахандезитов, сцементированных туфитовым материалом кислого состава.

По химическому составу фельзиты и гранит-порфиры относятся к классу кислых субщелочных вулканитов (см. табл. 3), переходных от весьма высокоглиноземистых трахиродацитов к трахиродаитам /2/.

Кислые субвулканические породы подверглись неравномерному окварцеванию по массе и в виде прожигков. Соответственно изменения выражены серицитизацией, шпритизацией и аргиллизацией этих пород. Данные процессы проявлены на левобережье р. Арги в районе высоты 678,0, где ширина зон изменения пород достигает первых сотен метров. В окварцованных породах установлена минерализация молбодена и золота.

Калий-аргоновый возраст фельзитов (проба 6) и гранит-порфиров (проба 10) составляет 105 и 112 млн. лет (проба 6 - К = 3,98%, Ar⁴⁰ = 29,2·10⁻⁹ г/г, Ar⁴⁰/K⁴⁰ = 0,006; проба 10 - К = 3,32%, Ar⁴⁰ = 25,9·10⁻⁹ г/г, Ar⁴⁰/K⁴⁰ = 0,0064). Эти значения соответствуют верхам раннего мела.

Г р а н и т н ы б и о т и т о в ы е п о р ф и р о в ы д е н ы е (Лз₁) слагают Куртагирский массив (около 35 км²), расположенный в среднем течении р. Арги. На востоке по разрывным нарушениям он граничит с более древними образованиями. Остальная часть его перекрыта рыхлыми отложениями. Судя по контакту спокойного, близкого к нормальному магнитного поля, создаваемого гранитами, форма массива изометричная. Он сложен светлого розовыми до желтоватых массивными гранитами с дымчато-серым кварцем. По краям массива они мелкозернистые, часто с микродайками, а на удалении от контактов - порфировидные. Структура гранитов глициноморфнозернистая с элементами монотонитовой, микропегматитовой и порфировидной. Они содержат 25-30% кварца, 20-30% риперлитового микроклина, 3-6% коричневого биотита и 0-2% светлого зонального альмоуридного плагиоклаза № 18-28, 35-45% микропегматитового микроклина, 3-6% коричневого биотита и 0-2% светлого зеленой роговой обманки. Акцессории: апатит, циркон, ортит, магнетит. Микроклины образует ксеноморфные зерна в сростках с плагиоклазом, микропегматитовые агрегаты с кварцем, а также кидноморфные фенокристаллы попеременно до 0,7 см, соответствующие до 20% объема породы. По химическому составу данные породы относятся к субщелочным гранитам - лейкогранитам калиево-натривой серии (см. табл. 4).

Предполагается, что Куртагирский массив образовался позднее вулканитов, поскольку их дайки, широко распространяющиеся среди вмещающих пород, в его пределах не встречены. Это подтверждают калий-аргоновые датировки возраста гранитов - 105 млн. лет, отечающие границе раннего и позднего мела (проба 7 - К = 4,09%,

$A_{r40} = 30,0 \cdot 10^{-9}$ г/г, $A_{r40}/K_{40} = 0,006$; проба 8 - $K = 3,87\%$, $A_{r40} = 28,4 \cdot 10^{-9}$ г/г, $A_{r40}/K_{40} = 0,006$. Вдоль разрывных нарушений в гранитах спорадически проявлено окварцевание и развиты кварцевые жилы. Рудной минерализации в них не установлено.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Дайки гранит-порфиров (ГГК), спессаритов (ХК), диоритовых порфиров (ДП) распространены в северо-восточной части территории вдоль зон разломов. Наиболее плотные их рои шириной до 8-12 км прослеживаются вдоль долины рек Арги и Тамикан. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 100-200 м и чаще всего составляет несколько метров. Протяженность их вдоль р. Арги достигает 0,5 км. Простирание изменяется от субмеридионального до субширотного, но преобладает северо-восточное. Дайки тяготеют к зонам какашлага и сами нередко дроблены и милонитизированы.

Наиболее распространены гранит-порфировидные, прорывающие трахандезиты и раннемеловые порфировидные граниты. Они представляют собой серые, розовато-серые порфировые породы. В фенокристаллах (20-30%) присутствуют розовый калиевый полевой шпат, белый плагиоклаз, серый кварц, реже биотит и роговая обманка. Основная ткань состоит из тех же минералов и имеет микрогранитовую структуру с элементами радиолитовой и микротрафической. Гранодиорит-порфиры встречаются лишь среди пород верхнего архея. Они отличаются от гранит-порфиров более темной окраской, преобладающим плагиоклазом над калиевым полевым шпатом и роговой обманкой над биотитом и повышенным количеством темнопетлистых минералов (до 15%).

Спессариты прорывают архейские породы и трахандезиты. Это мелкозернистые темно-серые породы с характерной игольчатой роговой обманкой. Структура их микропризматически-зернистая. Они содержат 25-40% буро-зеленой роговой обманки и 55-65% таблитчатого зонального андезина. В небольших количествах в них встречаются биотит, кварц, клинопироксен, магнетит, апатит. Диоритовые порфиры по составу и структуре основной ткани сходны со спессаритами, но содержат до 30% фенокристаллов зонального андезина и призматической роговой обманки.

Распространенности пород встречаются совместно, часто вне связи с крупными интрузиями, поэтому отнесение их

к конкретному интрузивному комплексу затруднено. Возраст их, определенный калий-аргоновым методом, колеблется в пределах 124-94 млн. лет и отвечает мелу (табл. 5).

Таблица 5

Возраст меловых даек, установленный калий-аргоновым методом

Проба	Порода	Место отбора	K, %	A_{r40} ($\cdot 10^{-9}$ г/г)	A_{r40}/K_{40}	Возраст, млн. лет
9	Гранит-порфир	руч. Кур-тагир	3,43	22,5	0,0054	94
2	Диоритовый порфирит	руч. Бирякан	2,27	19,8	0,0071	124
1	Гранодиорит-порфир	р. Тамикан	2,53	18,8	0,0061	107

Вдоль контактов даек иногда проявлены пиритизация и окварцевание, развиты прожилки кварца. Рудной минерализации в гидротермалитах не встречено.

ТЕКТОНИКА

Северо-восточная часть территории относится к архейско-раннепротерозойской Становой складчатой области, юго-западная - к протерозойско-мезозойской Монголо-Охотской складчатой области, а центральная - к системе Верхне-Зейской и Удской мезозойско-кайнозойских впадин (рис. 3).

Становая складчатая область

В расчленяваемой части Становой области выделяются Чотарский выступ раннего архея, Куглунский блок позднего архея и структура раннепротерозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации /7, 9/.

Архейские структуры

Чотарский выступ представляет крайнюю юго-западную часть, расположенной в верховьях р. Удн. Раннеархейская

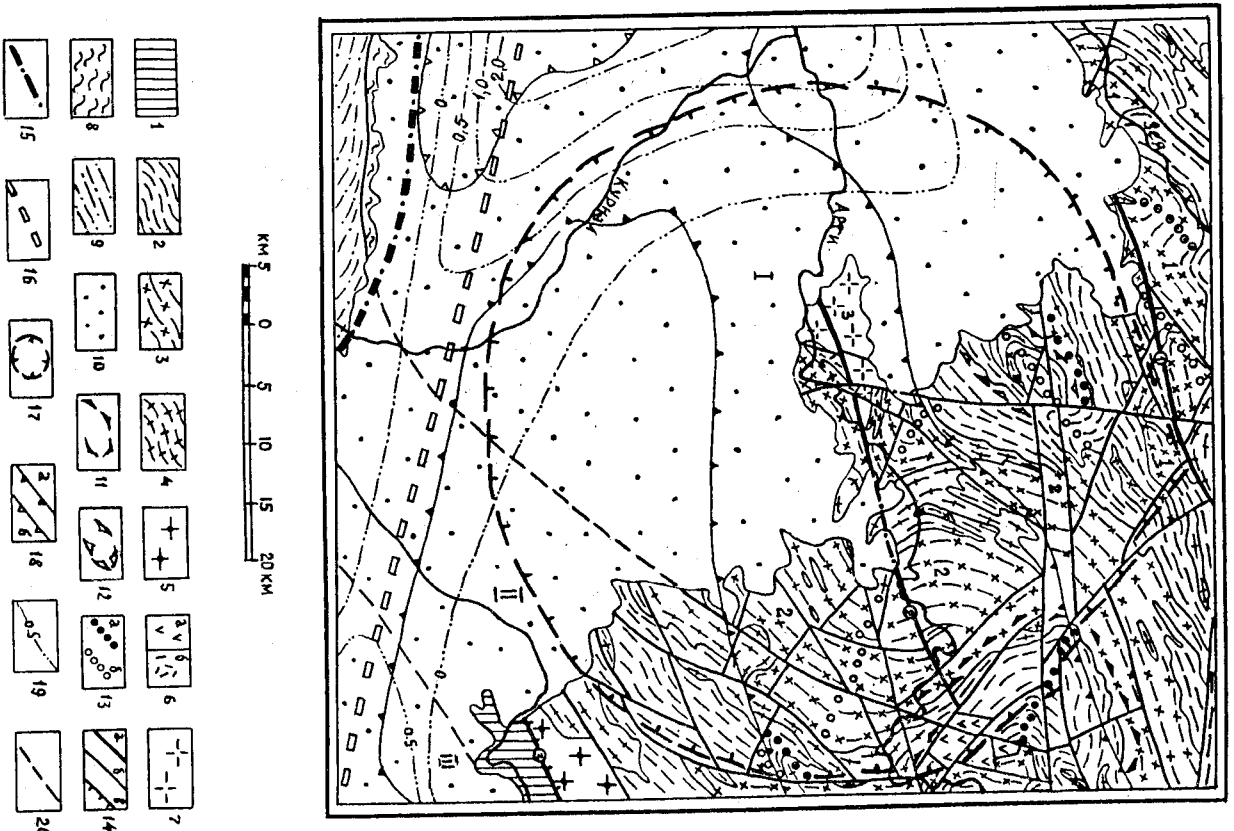


Рис. 3. Тектоническая схема

1-7 - Становая складчатая область: 1 - Чугарский инстуд нижнего архан; 2-4 - Кулундинский блок верхнего архан; 2 - складчатые структуры кулундинской серии, 3 - раннекладчатые гранодиориты и диориты, 4 - соседствующие граниты, 5 - раннепротерозойские граниты, 6 - раннемелодне вулканы среднего (в) и кислого (б) составов, 7 - раннемелодне граниты; 8-9 - Монголо-Охотская складчатая область, структурные ярусы: 8 - позднепротерозойский, 9 - раннемезозойский; 10 - Зейско-Усская депрессия, кайнозойский чехол; 11 - переклинаки; 12 - центриклинали; 13 - осевая клинада (а), синклинада (б); 14 - разломы: а - крупные, в - второстепенные, в - с установленным наклоном смещения; 15-16 - предполагаемые главные разломы, скрытые под рыхлыми отложениями: 15 - Давской, 16 - Монголо-Охотский; 17 - Верхне-Аргинская кольцевая структура; 18 - полуповышенной (в) и пониженной (б) силы тяжести; 19 - изоглисы поверхности фундамента депрессии (в км над уровнем моря /14//); 20 - границы структурных элементов депрессии. На схеме арабскими цифрами (в кружках) показаны крупные разломы: 1 - Тамкянский, 2 - Аргинский, 3 - Ульхинский; арабскими цифрами - интрузивные массивы: 1 - Тамкянский, 2 - Аргинский, 3 - Куртагарский. Римскими цифрами обозначены структурные элементы депрессии: I - Верхне-Зейская впадина, II - Дургулинский порог, III - Усская впадина

структура здесь интенсивно переработана наложенными дислокациями, сопровождающимися расщеплением, блостомилонитизацией, милонитизацией и караказом пород. Фрагмент складчатой структуры диатрофов, изученный по р. Уде, свидетельствует о смитии их в складки северо-западного простирания. Ширина наиболее крупных складок до 4 км. Наклон их крыльев 20-70°. На их фоне развиты дополнительные асимметричные складки шириной до 200-300 м с шарнирами, погруженными по азимуту 330-340° под углом 20-30°. Смития подверглись как первичная пологосчатость (слоистость) пород, так и совпадавшая с ней сланцеватость, образованная диатрофическими минералами. Это свидетельствует о наложенном характере складок, имеющих, вероятно, как и само расщепление, раннепротерозойский возраст.

В связи с широким развитием основных пород Чогарский выступ создает повышенные магнитное и гравитационное поля. Повышенная напряженность магнитного поля (до 4 мЭ) наблюдается непосредственно над выступом, а относительный максимум силы тяжести распространяется к северо-западу от него, отражая, вероятно, плавное погружение раннеархейского фундамента в этом направлении.

К у п у р и н с к и й б л о к занимает большую часть выхода архейского кристаллического фундамента. Это позднеархейская структура представляет собой грабен-синклинорий, ограниченный с юго-востока Чогарским, а с северо-запада расположенным за границей площади Сивакано-Токским выступами нижнего архая /9/. Общее простирание синклинория в данной части северо-восточное, конформное к тектоническим границам блока. В его структурные сочетаются пересекающиеся складки северо-восточного и северо-западного простираний как линейной, так и брахиформной конфигурации. По краям блока, в бассейнах ручьев Тук-Макит, Таксан и вдоль р. Зеи, установлены относительно сжатые, уплывающие асимметричные северо-восточные складки. Ширина их до 2-3 км, наклон крыльев 15-80°. В центральной части синклинория доминирует брахиформные структуры. Наиболее крупная из них Нандя-Латиндинская антиформа расположена в бассейне одноименного ручья. Ее вытянутая к северо-западу овальная погружена под углом поперечник около 20 км. Породы в ее пределах погружены под углом 15-60°. Расположенная западнее Турбужинская синформа подчёркнута вытянутой к северо-востоку овальной центриклиналью поперечником 7-10 км. Углы наклона ее крыльев составляют 15-60°. В промежутках между указанными структурами породы изменены погружение от северо-восточного к северо-западному, отражая

наличие главных, поперечных к общему простиранию синклинория северо-западных складок.

Приосевая часть синклинория, сложенная породами гамиканской смиты, фиксируется в бассейне р. Гамикан по изменению простираний слоев от северо-восточных к субверидиональным. Синклинорий вдоль оси нарушен Гамиканским разломом, подчёркнутым одноименным массивом позднеархейских гранитоидов. По возрастанию поля силы тяжести предполагается, что его северо-западное крыло приподнято.

Особенность позднеархейской складчатости является совместное участие в пластических деформациях субстрата и метатекта магматитов и тел ультраметабазитных гранитоидов (ГД₂). Гнейсо-видные граниты образуют седловидные разрывы в ядрах складок и имеют структуру течения, что свидетельствует о мобильности их расплаво в при складкообразовании. Мелкие складки и линейности минералов ориентированы как к северо-востоку (30-40°), так и к северо-западу (300-310°). Распространены складки изгиба, внутрипластового течения, волочения и облегчения. По морфологии и характеру деформаций продолжные и поперечные складки не отличаются, что указывает на формирование их в процессе единого этапа складчатости в условиях ультраметаморфизма.

К позднему архею относится заложение крупных долговязых разломов - Удьянского, отлегающего Купуринский и Чогарский блоки, и Гамиканского. С движением вдоль них связывается образование линейно вытянутых массивов гнейсовидных гранодиоритов и гранитов.

Раннепротерозойские структуры

Раннепротерозойские структуры, наложенные на архейские образования, в основном представляются разрывами северо-восточного простирания, выраженными зонами блостомилонитов. Наибольшую ширину (1-2 км) зона этих пород имеет вдоль шва Удьянского разлома (низовья р. Саливи). Блостомилониты погружены к северо-востоку под углами 20-40° и отражают междоформационный срыв между блоками нижнего и верхнего архея. Гравиметрические данные свидетельствуют о пологом наклоне нижнеархейского основания в том же направлении. Во внешних частях зоны разлома архейские породы интенсивно расщеплены, а в Чогарском выступе смиты в наложенные складки сланцеватости. Северо-западная ориентировка этих складок, поперечная к сместителю, вероятно, отражает сдвиговую раннепротерозойскую кинематику разлома.

В юго-восточной периферии Културинского блока (Фассейн руч., Лук-Макит и Таксан) зона блокомилонитов шириной до 200-300 м встречается в пологом направлении около 12 км. Они вытянуты к северо-востоку и, судя по единичным замерам глянцеваости, погружены в ту же сторону, что и сместитель Удкынского разлома. Неравномерное расслабление отмечается вдоль Гамиканского и Аргинского разломов и указывает на их активность в раннем протерозое.

Мезозойские структуры

Мезозойские структуры представлены дислокациями раннемезозойского структурного яруса и системой разрывов фундамента.

Раннемезозойский структурный ярус сохраняется в виде изометричного грабена на правобережье верхнего течения р. Арги. Слагающие его терригенно-вулканогенные образования, судя по замерам близгоризонтального залегания слоистости и флюидальности, не претерпели складчатости. Грабен ограничен разнонаправленными разрывами. Амплитуда его погружения, вероятно, не превышает первые сотни метров. В обрамлении грабена в радиусе 2-3 км дешифрируется концентрическая система трещин, что свидетельствует о вероятной принадлежности его к остатку палеокальдеры.

Мезозойские разрывные нарушения подчеркнуты зонами катаклаза, милонитизации, гидротермальных изменений пород и раннемезовыми интрузиями. Они дешифрируются на аэрофотоснимках в виде линейно вытянутых долин, долин, седловин и тектонических углублений. Разрывы сгруппированы в диагональную, ортогональную и радиально-концентрическую системы.

К диагональной системе, развивавшейся в основном унаследованно, относятся долгие продольные Гамиканский, Аргинский и Удкынский разломы. Доль Гамиканского разлома наблюдается ряд ветвящихся зон катаклаза, простирания по азимуту 45-75°, шириной до 200 м, а также рой даек спессаритов, диоритовых порфиритов, реже трансиорит-порфиритов. По главному его сместителю, рассекающему Гамиканский массив, фиксируется левостороннее перемещение геологических границ на расстояние до нескольких километров. Аргинский разлом, вытянутый вдоль р. Арги, характеризуется повышенной магматической проницаемостью. В его зоне шириной до 10 км широко проявлены катаклаз и милонитизация, сосредоточены меловые

вулканы, рой даек и Куртагирский массив гранитов. Зона четко выражена в геофизических полях системой локальных магнитных аномалий и относительно высоким трайтапационным минимумом. Северо-восточное крыло разлома, отвечающее более высокой части разреза верхнего архея, опущено. Удкынский разлом поднят чисистой сетью зон милонитизации, наложенных на блокомилониты. Движения по нему, вероятно, имели унаследованный характер. Из северо-западных относительно крупным является разлом между верховьями руч. Колбачи и Биракян. Он выражен серией сближенных разрывов, рассекающих покров трахиандезитов, и интерпретируется как сброс амплитудой до нескольких сотен метров.

К ортогональной системе относятся серия сближенных широтных разрывов между верховьями р. Тюрбуки и руч. Калды-Галинчи. Они сопровождаются зонами милонитов и подчеркнуты на местности углублениями южного склона хр. Джутдыр. Смиещения геологических границ вдоль этой зоны достигают в плане 2-3 км. Поперечный к ней крупный меридиональный разрыв фиксируется вдоль верховьев р. Мал. Тюрбуки. Он дешифрируется на космических и высотных снимках и выражен в магнитном поле изменениями его интенсивности. Перемещения геологических границ вдоль этого разрыва достигают 1-2 км.

К радиально-концентрической системе относится Верхне-Аргинская кольцевая структура. Она имеет форму окружности диаметром около 56 км и размещена с расширенной частью Културинского грабен-синклинория. Гамиканский и Удкынский разломы расположены по касательной к ней, а Аргинский разлом сечет ее по диаметру. Северо-восточная половина Верхне-Аргинской структуры фиксируется на поверхности, а юго-западная скрыта под рыхлыми отложениями Верхне-Зейской впадины. Внешний концентр структуры шириной 5-10 км представлен нагибающейся системой сближенных разрывов, сопровождаемых катаклазом. С разрывами как в горной, так и в дельтаэрионной частях местности совпадает ориентировка долин, благодаря чему концентр четко дешифрируется на космических снимках. В центре структуры расположено Културинский массив и субвулканические интрузии кислого состава. От центра под углами 30-40° расходятся радиальные разрывы. В углах пересечения зоны Аргинского разлома с концентрическими и радиальными расколами на участках поперечником до 2-3 км проявлен площадной катаклаз, развиты крупные тела вулкаников и гидротермалиты. Судя по приуроченности к внешней части Верхне-Аргинской структуры покровных, а к внутренней - плутонических образований, она имела свопоный ха-

раक्टर. К югу и юго-западу от нее резко возрастает глубина погружения кристаллического фундамента Верхне-Зейской впадины (см. рис. 3).

Монголо-Охотская складчатая область

Рассматриваемая часть данной области относится к Западно-Джагдинской эвгеосинклинальной зоне /II/. Она имеет двухъярусное строение.

Нижний структурный ярус

Нижний структурный ярус представлен позднепротерозойской карбонатно-вулканогенно-терригенной формацией, метаморфизованной в угловых фациях глаукофановых и зеленых сланцев. Плоскостность и сландцеватость пород погружены к юго-западу под углами 20-40°. Моноклиналь осложнена наклонными до изоклинальных, реже прямыми складками шириной до 600 м, вытянутыми в широтном направлении. В сланцах часто проявлена плойчатость.

Верхний структурный ярус

К верхнему структурному ярусу относится раннемезозойская формация алевролитов и песчаников муканской, немской и курнальской свит, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Породы свит погружены в южных направлениях под углами 25-60°. Они сматы в асимметричные складки шириной до 70 м с осями, простираниями по азимуту 110-115°. Изоклинальные складки встречаются редко, в основном вдоль разрывных нарушений. Углового несотласия между протерозоем и мезозоем не установлено, что, возможно, связано с переработкой протерозойских структур мезозойской складчатостью.

Складчатые структуры образования протерозоя и мезозоя нарушены широкими и северо-западными разрывами, выраженными зонами рассланцевания. Вдоль наиболее крупного разлома, разделяющего то указанные образования, ширина зоны составляет 300-500 м. Она дешифрируется в виде субширотного тектонического уступа и линейной системы распадов и седловин. Тектониты в ней представлены тонкообразованными, листоватыми, иногда микроочковыми серицитовыми филлонидами. Они погружены к югу под углом 30-35°. В обрамлении сместителя усилено сматие пород в мелкие изоклинальные складки с кливажом осевой плоскости, параллельным

сместителю. Аналогичный широтный разрыв, видимо, меньшей амплитуды закартирован южнее, среди мезозойских образований. Крупные нарушения сопровождаются множеством мелких, наклонных к югу разрывов, что обуславливает местами чешуйчатый характер структур. Метаморфизованность тектонитов и параллельность их залегания осевым плоскостям складок свидетельствуют о синхронном формировании разрывов со складчатостью и метаморфизмом мезозойских толщ. Кроме того, отмечаются поздние зоны дробления, милонитизации и зеркала скольжения, отражающие возобновление подвижек, вероятно, в позднем мезозое и кайнозое. Рассмотренные разрывные нарушения, по данным М.Т. Турбина /11/ и В.В. Ойкова /17/, относятся к системе Ланского разлома, ограничивающего с севера Западно-Джагдинскую зону. Кинематика разрывов в основном надвигно-подвиговая. Величина подвига протерозоя под мезозой, вероятно, измеряется километрами.

В зонах разломов проявлено окварцевание и распространены кварцевые жилы мощностью до 0,5-1 м, как согласные со сландцеватостью, так и секщие ее.

Верхне-Зейская и Удская впадины

Рассматриваемые впадины образуют депрессию, вытянутую вдоль границы Становой и Монголо-Охотской областей. Они захватывают территории юга восточной и западной краевых частями, сопряженными в межуровне Тахан - Турнига по Дургутинскому порогу шириной около 30 км (см. рис. 3).

По правиметрическим данным Верхне-Зейская впадина имеет асимметричное строение. Южный борт ее выражен зоной высокого градиента, которая переходит в относительно узкий минимум силы тяжести. По расчетам Э.Н. Диневского и В.Н. Землянова /14/, кристаллическое ложе здесь круто погружено до абсолютных отметок -2000 м. К северу и востоку от минимума, судя по планному возростанию силы тяжести, рельеф ложа возвышается более полого и распластан на края впадины. В пределах Дургутинского порога по-верхности фундамента расположена на глубине 500 м. В Удской впадине фундамент вновь опущен более чем на 0,5 км.

Магнитное поле над депрессией дифференцированное. В пределах Дургутинского порога и края Удской впадины оно повышено до 2-4 мд и отражает, очевидно, возмущающее действие нижеуказанного базитового основания. На пологом северо-восточном краю Верхне-Зейской впадины оно центрично магнитному полю смежной части Верхнеархейского основания. В юго-восточной части впадины

ны напряженность поля повышается от борты, сложенного сланцами иными метаморфическими породами, к внутренней наиболее погруженной части. Причина этого повышения не вполне ясна. Оно может быть вызвано залеганием на глубине высококалорийных кристаллических основных пород или (что более вероятно) вулканитов.

Характер геофизических полей согласуется с основными элементами блоковой структуры. Резкий тектонический уступ в южном борту Верхне-Зейской впадины находится на продолжении Ленского разлома. Дургутинский порог сопряжен с Чотарским выступом нижнеархейского основания. Относительно поднятая часть Верхне-Зейской впадины близка по контуру с Верхне-Аргинской кольцевой структурой. Наиболее глубоко погруженная часть депрессии, вероятно, отвечает тектоническому шву между Становой и Монголо-Охотской складчатыми областями (Монголо-Охотскому разлому).

По геологическим данным, в депрессии фиксируются позднемезозойский и кайнозойский структурные этапы.

Позднемезозойский этап представлен литифицированной континентальной молассой боконой свиты. Она выходит на поверхность в западном краю Удской впадины, а во внутренней части Верхне-Зейской впадины вскрыта на глубинах 256-297 м (св. 2,3). Восточнее, по данным В.Ф. Ситова /20/, мощность боконой свиты достигает 1,5 км. Ее подстилает позднерская существенно андезитовая формация джелонской свиты мощностью до 1 км. Представляется вероятным, что эти отложения слагают также и наиболее глубоко часть Верхне-Зейской впадины. Складчатость, исключая приразломные флексуры, в них не проявлена.

Кайнозойский структурный этап сложен недифференцированными рыхлыми отложениями. По формальному признаку он подразделяется на миоценовый и плиоцен-раннечетвертинный подэтапы. Нижнюю часть миоценового подэтапа слагают диническая глинисто-алевритовая угленосная формация дутканской свиты. Она унаследованно отлагалась на месте сравнительно слабого (до 40 км) мезозойского прогиба. Значительные изменения ее мощности (123-212 м) указывают на дифференцированное комплексационное погружение впадины, усиленное в ее южной части. Тривийно-глинисто-песчаная формация темнинской свиты отражает последнее расширение впадины (более 50 км), уменьшение контрастности ее прогиба (вариация мощностей 85-127 м) и общее округление осадков. Для отложений миоцена характерны связь с кордами выветривания, химическая дезинтеграция осадков до подештата-

кварцевых песков, существенно кварцевых грауваггиков и каолинитовых глин; высокая степень окатанности и сортировки обломочного материала; присутствие пыльники субтропических растений. Это свидетельствует о формировании миоценового подэтапа в условиях теплого климата.

Плиоцен-раннечетвертинный подэтап сложен молассоидной формацией аргинской свиты, дифференцированной на речную, озерно-речную и озерно-болотную фации. Грубообломочная фация тяготеет к низям разреза и проследивается в виде дугообразной полосы от долины р. Зей к подножию хр. Джалги, отражая, очевидно, след нагорства этой реки. В этом же направлении возрастает мощность (от 3-80 до 100 метров и более) и размерность обломков галечного горизонта, что указывает на резкое усиление прогибания южной части впадины. Широкое развитие в верхней части разреза торфяно-глинистой фации, вероятно, связано с последующим ослаблением тектонических движений. Отложения данного подэтапа отличаются от нижележащих повышенной грубообломочностью, дощичковым составом, отсутствием химического выветривания и наличием пыльников более холодолюбивых растений. По этим признакам их образование связывается с началом неостектонического горообразования в обрамлении впадины.

Краткая история геологического развития

Изложенный материал позволяет восстановить следующую последовательность тектонических этапов.

В раннем архее образовалась древнейшее гранулит-базальтовое основание территории. В позднем архее на нем заложился Кулунинский грабен-синклинорий, в пределах которого породы претерпели складчатость, региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

В раннем протерозое архейский фундамент подвергся активизации, которая сопровождалась блоковыми движениями, приразломным расщеплением, сжатием, диафорезом пород и образованием метасоматических гранитов. В конце позднего протерозоя на баэзитовом (?) основании заложилась Западно-Джалгинская эгзосинклинальная зона, древнейшие (вендские?) формации которой подверглись метаморфизму в условиях фации глаукофановых сланцев.

Геосинклинальное развитие зоны продолжалось до раннего мезозоя /II/. Оно завершилось складчатостью и метаморфизмом пород в фации зеленых сланцев и образованием чешуйчатой подта-

го-надвиговой структуры зоны. В позднем мезозое территория испытала орогенно-магматическую активизацию. В результате ее на стыке Становой и Монголо-Охотской областей сформировался приразломный прогиб, заполнившийся континентальной молассой. В образовании прогиба происходили сводово-блоковые движения, сопровождавшиеся катаклизмом и миллинитизацией пород, а в Становой области также магматической деятельностью.

В миоцене горные сооружения подверглись выравниванию, а на месте приразломного прогиба унаследованно развивалась депрессионная структура. В миоцене - раннем плейстоцене возобновилось горообразование, обусловившее накопление в депрессии грубообломочных отложений.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории выделяются три морфотектонических типа рельефа, отражающих разную интенсивность неотектонических движений: равнинный денудационно-аккумулятивный, низкотерридный эрозивно-денудационный и среднегорный денудационно-эрозийный.

Равнинный денудационно-аккумулятивный рельеф

Равнинный денудационно-аккумулятивный рельеф развит на окраине кайнозойских отложений Зейско-Удской депрессии. Ширина равнины с востока на запад изменяется от 20 до 70 км. Абсолютные отметки в ее пределах варьируют от 400 до 580 м, плавно понижаясь к долине р. Арги. В равнинной местности преобладают плоские аккумулятивные и пологонаклонные эрозивно-денудационные поверхности.

Наиболее распространена раннечетвертичная аккумулятивная поверхность широких плоских, иногда слегка всхолмленных водоразделов, сложенных отложениями аргинской свиты. На западе территории она слабо прорнута к долине р. Арги до отметок 425-440 м, а в пределах восточной служеной части равнины очень полого (до 1°) наклонена к северу. Эта поверхность характеризуется интенсивной заболоченностью и развитием термокарстовых озер и буртов тучения. Более молодой ярус рельефа представлен ранне-среднечетвертичными эрозийно-денудационными речными долинами (2-5°) склонами и речных долин, а также хол-

мисто-увалистыми формами рельефа, развитыми по краям депрессии на отложенных текинской свиты. Границы склонов с площадками водоразделов сглажены либо, в местах резкого изменения механических свойств отложений, выражены уступом. Относительные превышения склонов, отражающие глубину постплотенного эрозийного вреза, достигают 40-50 м. Они расчленены мелкими долинами и наименее заболочены.

Нижний ярус равнинного рельефа образован аккумулятивной и среднечетвертичной, позднечетвертичной террасами и поймами и речных долин. Они распространены вдоль рек Арги, Уды и их круглых притоков. Среднечетвертичная (вторая надпойменная) терраса имеет высоту 10-15 м и ширину до 1 км. Уступ и тыловой шов ее сглажены. Позднечетвертичная (первая надпойменная) терраса в низовьях р. Курнаг и вдоль р. Арги достигает ширины 4-6 км. Высота ее 3-7 м. Она сильно заболочена, покрыта старичными озерами, изобилует буртами тучения. Пойма наиболее четко выражена вдоль р. Арги, где ширина ее до 2 км.

Для гидросети в пределах равнины, особенно в ее расширенной части, характерны черты дрихлости: мезандрирование русел, обилие стариц и термокарстовых озер в поймах. Русло гидросети вдоль р. Арги существенно дугообразный, а на юге, вблизи хр. Джалды - дендритовидный. Дугообразность гидросети связывается с унаследованностью ее концентрической системы расколов фундамента депрессии.

Низкотерридный эрозивно-денудационный рельеф

Низкотерридный эрозивно-денудационный рельеф развит в северном обрамлении депрессии на субстрате кристаллических образований. Граница его с денудационно-аккумулятивным рельефом морфологически нечеткая, выраженная постепенным возрастанием абсолютных высот, степени расчлененности и эродированности местности. В южной части ширина 20 км этот тип рельефа проследивается на восток, вдоль р. Арги. Абсолютные отметки в его пределах варьируют от 400 до 678 м. Поверхность неровная, наиболее пониженная (до 440-460 м) на левобережье р. Уды. Водораздел плоские, широкие, с единичными возвышениями останцового типа. Они представляют собой в основном денудационные поверхности выравнивания с отдельными реликтами покрова верхнемиллионных и плиоцен-нижнечетвертичных от-

ложений. Эрозивно-денудационные поверхности склонов имеют преобладающие до 150-200 м и наклоны 5-15°. На них широко проявлены солифлюкционные процессы. Гидросеть более врезанная, чем на равнине. В долинах рек Зеи и Арги развиты три надпойменные террасы: третья пологая высотой 15-20 м (Q_{III}), вторая пологая - 7-12 м и первая аккумулятивная - 3-6 м (Q_I). Ширина террас обычно не более 1 км. Пойма, окладывая долину р. Зеи и отдельные подпруженные участки долины р. Арги, выражена слабо. Крупные водотоки часто текут во врезанных меандрах. Рисунок гидросети разнонаправленный, приспособленный к системе разрывов в кристаллических породах.

Среднегорный денудационно-эрозийный рельеф

Среднегорный денудационно-эрозийный рельеф присущ отрогам хр. Джугдыр и северной части хр. Джалга. Границы этого типа рельефа в основном резкие, в виде уступов, свидетельствующих о блоковом характере поднятия.

Отроги хр. Джугдыр образуют два возвышения, разделенных пониженной придолинной частью бассейна р. Арги. Абсолютные высоты в пределах северного отрога колеблются от 500 до 1206 м, а южного - от 450 до 835 м. Их неровная поверхность в целом понижается к югу. Водоразделы узкие, со скалистыми останцами и редкими площадками плоской денудационной поверхности. Денудационно-эрозийные склоны ступенчатые, крутые, высотой 300-700 м и крутизной 20-30°. Линейный тектонический уступ особенно четок вдоль южной границы северного отрога. Крутизна его достигает 35°, а высота 250 м. Склоны покрыты глыбовыми дельтавидными колдывальными осипями. Речные долины врезанные, узкие, переходящие к подножью отрогов в ящикообразные с выровненными заболоченными днищами. Ориентировка гидросети поперечная к простиранию отрогов.

Северная часть хр. Джалга резко поднята над равниной от отметки 600 м до 1370 м. На субстрате нижнеэрозийских отложений рельеф имеет наиболее расчлененную денудационно-эрозийную поверхность с острыми скалистыми гребнями и осипными склонами крутизной до 30-40° и высотой до 500-600 м. Ближе к подножью хребта, на протерозойских метаморфических сланцах, рельеф понижается и несколько выглажен. Превышения составляют до 250 м, а крутизна склонов до 25°. Граница между указанными подтипами рельефа выражена тектоническим уступом высотой до 100 м. В подножье

хребта на высотах 600-680 м развита узкая (до 1,5-2 км) увалистая аккумулятивная поверхность дельтавидного-проломидельтного шлейфа, расширяющаяся в приустевых частях долин. Она постепенно переходит в поверхность равнины. Долины в пределах хребта имеют U-образную, реже ящикообразную форму и вытянуты к северу.

История формирования рельефа

Изложенные данные свидетельствуют о дифференцированных существенно восходящих движениях территории в четвертичном периоде. Судя по глубине эрозийного вреза р. Арги, центральная часть Верхне-Зейской впадины поднялась на 40-50 м. Волнчатость раннечетвертичной аккумулятивной поверхности свидетельствует о деформации отложений, что привело к образованию пологой синеклизы, ось которой проходит от левобережья р.ч. Мукачан к правобережью р. Уд. Образование депрессии испытало сводно-блоковое поднятие. Со сводовыми движениями связывается образование массивного низкогогорья, в пределах которого из-под рыхлого чехла выведена позднемиоценовая поверхность выравнивания. Амплитуда ее поднятия 150-200 м. Блоковые движения по разрывам, подчеркнутым тектоническими уступами, обусловили развитие среднегорного рельефа. Неотектонические поднятия сменялись периодами стабилизации рельефа, с которыми связано образование речных террас и ступенчатости горных склонов. Аккумуляция аллювия происходила в основном в равнинной и низкогогорной частях местности, которые наиболее благоприятны для формирования россыпных месторождений. Восходящие движения опосредовали выводу на поверхность аллювиальных фаций верхнемиоценовых и плиоцен-нижнечетвертичных отложений, которые также могут служить источниками для образования россыпей.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Предущими исследователями была выявлена слабая золотосодержательность аллювия в бассейне р. Уд. При съемке масштаба 1:200 000 проведены шиховое, донное, шугиное, литогеохимическое и другие виды опробования, позволившие установить проявление бурого угля, молибдена, глины и орудия рассеяния цинка, молибдена, ртути, сурьмы, золота и серебра.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Т в е р д н ы е г о р ю ч и е и с к о п а е м ы е

Бурьи угля

Залежи бурого угля вскрыты двумя скважинами в северо-западной части Верхне-Зейской впадины. Их вмещают многолетнемерзлые глины, пески и алевроиты темнинской свиты (см. рис. 2). Проявление П-1-2 (р. Пыгдылганах, скв. 2) представлено двумя пластами угля мощностью 1 и 2 м, залегающими на глубине 153-166 м. Скважины 3 по р. Муякчан (Ш-2-1) на глубинах 92,5-95,0; 108,5-111,5 и 174,5-178,0 м вскрыты три пласта угля мощностью соответственно 2,5, 3,0 и 3,5 м. Кроме них в интервале глубин 88-205 м встречено 7 пропластков мощностью до 0,5 м. В Дургутинском порогте до глубины 196 м установлен единственный пропласток угля мощностью 20 см (скв. 4). Эти данные указывают на то, что угленосность, как и мощность, отложений дутканской свиты возрастает к юго-западной части впадины.

По результатам анализов 10 проб угля относятся к 3-6 группам зольности ($A^c = 11,6-29,7$) и имеют высокий выход летучих веществ ($V^t = 59,0-68,7$). Аналитическая влажность (W^d) 5,0-9,9, максимальная влажность до 46,5, общая сернистость 0,14-0,33. Содержание углерода (C^t) 62,3-66,0, водорода (H^t) 5,3-6,9, азота (N^t) 1,06-1,23. Телота стгорания 6049-6907. Марка углей Б-2. Содержание германия в них, по данным спектрального анализа, составляет 0,0001%.

Мощность выявленных пластов и качество угля отвечают промышленным требованиям, но разработка их затруднена вследствие большой глубины залегания и сложных геолого-гидрогеологических условий, обусловленных многолетней мерзлотой.

МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Цинк

В результате донного опробования оконтурены два ореола рассеяния цинка. Ореол в бассейне р. Гамикан (1-2-1) площадью

70 км² приурочен к зоне Гамиканского разлома, рассекающего позднеархейские образования и сопровождающегося меловыми дайками среднего состава. Содержание цинка в пробах составляет 0,005-0,007% при фоне 0,001%. В гидрхимических пробах в контуре ореола концентрация цинка достигает 0,03-0,05 мг/л. Аналогичный по интенсивности ореол (П-3-1) площадью 95 км² охватывает междуречье Арги и Еренги. Он расположен в зоне пересечения Аргинского разлома системой разнонаправленных нарушений, сопровождаемых кислыми субвулканическими интрузиями и окварцеванием пород. Ореолы, по-видимому, связаны с бедной минерализацией цинка в катаклазированных, окварцованных породах.

Р е д к и е м е т а л л ы

Молибден

Проявление молибдена (П-3-2) выявлено на левобережье р. Арги в дельтовидных обломках окварцованных раннемеловых фельзитов, траасирующих в виде даек зону Аргинского разлома. Содержание молибдена в штифных пробах, по данным спектрального анализа, до 0,05%.

Юго-восточнее этого проявления в той же зоне на водоразделе рек Арги и Еренги, литологическая съемкой масштаба 1:25 000 оконтурен ореол рассеяния молибдена и серебра (П-3-3). Он совмещен с серией сближенных субвулканических тел фельзитов и гранит-порфиров, прорывавших катаклазированные позднеархейские гранодиориты, фельзиты и вмещающие породы окварцованного ореола 9 км². Наиболее высокие содержания молибдена, составляющие 0,001-0,05%, редко 0,1%, приурочены к его северо-западной части. Сопутствующие элементы: встречающиеся постоянно серебро (0,0008-0,0009%) и спорадически - свинец (0,01-0,5%) и цинк (0,01-0,1%). В проточках гидротермалитов обнаружены зерна молибдена, галенита, сфалерита, золота и в одной пробе самородное серебро. Содержание молибдена в них до 0,007%, свинца до 0,1%, цинка и меди до 0,05%, золота до 0,1 г/т, серебра до 0,0003%, мышьяка (в одной пробе) до 0,7%. Ореол обладает высокой контрастностью и заслуживает дальнейшего изучения.

По результатам донного опробования, в зоне разлома, раздельного складчатые образования верхнего протерозоя и мезозоя в бассейне р. Нел, выявлен ореол рассеяния молибдена (П-2-2). Содержание этого элемента 0,0001-0,0002%. В пробах встречается

мель в количестве 0,003-0,005%. В пределах ореола в дельте распространены тонкопородково-окварцованные метаморфические глинцы и глиный кварц. Рудной минерализации в них не обнаружено. Разобъемные потоки рассеяния молибдена в той же концентрации протяженностью 1-6 км установлены вдоль рек Арги, Мал.Тырбуки и ручьев Кингиджак, Амундаци, Колбачи и Ерента. Они совмещены с зонами катаклаза. Вблизи этих зон в шлихах (9 проб) спорадически встречаются единичные знаки молибденита.

Руть

Незамкнутый с юга шлиховой ореол рассеяния киновари (IV-2-1) выделен в верхнем течении руч. Муякан и Муякчан, среди отложений аргинской свиты. Площадь его 43 км². Содержание киновари в пробах возрастает до 10 и более знаков в южной части ореола, что свидетельствует о положении источника сноса за границей площади листа. В виде единичных зерен киноварь встречается в бассейнах рек Арги и Уды.

Сурьма

Шлиховой ореол рассеяния антимонита (IV-3-1) площадью 20 км² установлен в верхнем течении руч. Аньянджи ореола отложенный аргинской свиты. Предполагается, что источник антимонита, как и киновари, находится за пределами территории, на склонах хр. Джарги. В среднем течении руч. Аньянджак в той же геологической обстановке выявлены два потока антимонита длиной до 5 км. Единичные знаки этого минерала встречаются в шлихах на правобережье р. Зеи.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Золото в количествах 0,01-0,1 г/т обнаружено в 7 штифных пробах окварцованных фельзитов и катаклазиков в междуречье Арги и Еренти, в районе ореола рассеяния молибдена и серебра (II-3-3). Оно ассоциирует с пиритом, телуритом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом, реже самородным серебром. Минерализация генетически связывается с раннемеловыми вулканитами. Она расценивается как прямой признак возможного наличия в окварцованных породах более богатого оруднения.

Золото широко распространено в аллювии как в районах разветвля кристаллических пород архея, так и покрова отложений неогена - нижнего плейстоцена. Выделены два шлиховых ореола и ряд потоков рассеяния этого металла.

Площадь ореола рассеяния в верхнем течении р. Бол.Тырбуки (I-2-2) около 70 км². Его восточная часть совмещена с выходом позднего архея, рассеянным широтным разломом, а западная - с покровом аргинской свиты. Золото (единичные знаки) встречено в 22 шлихах. Ореол рассеяния (II-1-1) охватывает долину р.Тырбуки и смежной части р.Арги в полосе длиной 21 км, среди отложений аргинской и теминской свит. Золото в его пределах установлено в 54 шлиховых пробах. Содержание его повышено до 10-20 знаков в аллювии р.Арги.

Большинство потоков рассеяния золота, выявленных среди выхода археяских образований, локализовано в полосе вдоль р.Арги. Длина их в низовьях руч.Колбачи, Болдыякит и других притоков этой реки достигает 2-3 км. Реже золото встречается в бассейне р.Тамикан и на левобережье руч.Таксан и р.Уды. Золотоносность аллювия приурочена к зонам крупных долготянувшихся разломов - Аргинского и, в меньшей мере, Тамиканского и Ульханского, что свидетельствует о потенциальной рудоносности этих зон.

В поле развития рыхлых отложений золото тяготеет к выходам песчано-гравийно-галечниковых (речных) фаций аргинской, реже теминской свит. Наиболее протяженные потоки (3-7 км) установлены в нижнем течении р.Курнал и руч.Тыгдылганак, Муякчан, Повит-тяк, Совоганде, Еренти. Реже золото встречается в южной части депрессии - реки Курнал, Мал.Курнал, Нел, ручьи Аньянджак, Таентра. Содержание золота в шлихах не превышает 1-10 знаков. Зерна его различны по форме и степени окатанности, размер их до 0,5 мм. Ввиду того, что опробовалась приповерхностная часть рыхлых отложений, предполагается увеличение концентрации золота в более глубоких приплотиковых срезах. Выявленные ореолы и потоки рассеяния золота расцениваются как признаки россыпной золотоносности современного и древнего аллювия.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К е р а м и ч е с к о е с ы р ь е

Керамические глины

На правом склоне долины руч. Туринга профилями каррировочных скважин на площади 4 км² оконтуриены залежи трех пластов керамических глин.

Верхний пласт (IV-4-2) относится к отложениям аргинской свиты и сложен водораздел руч. Туринги и р. Улы. Он представлен бурыми гидрослюдистыми глинами, которые местами перекрыты песками и суглинками с талькой. Пласт вскрыт 8 скважинами на площади 1,6х0,4 км². Мощность его 1,9-5,7 м. Глубина залегания 0-0,7 м, в одной скважине 4 м. Химический состав глин в % (проба 51): SiO₂ - 71,3, TiO₂ - 0,8, Al₂O₃ - 13,3, Fe₂O₃ - 3,9, MgO - 0,8, CaO - 0,8, K₂O - 1,3, Na₂O - 1,8. Содержание частиц менее 0,001 мм - 26,6%, более 0,05 - 18,36%. Число пластичности 13,7. Температура спекания 1250°С. Согласно ГОСТ 9169-59 глины легкоплавкие, кислые, умеренно пластичные. Цвет черепка оранжево-красный.

Средний пласт (IV-4-1) образует выход вдоль правого борта долины руч. Туринга. Он расположен в кровле отложений темнинской свиты и отделен от верхнего горизонта глин пачкой песков, тальков и алевроитов мощностью 10-12 м. Пласт вскрыт 14 скважинами на площади 1,5х1,1 км. Мощность его около 20 м. Глубина вскрыши 0-18 м. Глина содержит незначительные пропластки и линзы суглинков и песков с равнием мощностью до 1-2 м. Они светло-серые до белых. Их химический состав в % (проба 52-2): SiO₂ - 64,2, TiO₂ - 0,9, Al₂O₃ - 17,7, Fe₂O₃ - 4,4, MgO - 1,1, CaO - 1,3, K₂O - 3,0, Na₂O - 2,5. Содержание частиц менее 0,001 мм составляет 20,04%, крупнее 0,05 мм - 12,56%. Число пластичности 7,84. Температура спекания 1250°. Глина легкоплавкие, умеренно пластичные, полужислые. Цвет черепка оранжево-красный.

Нижний пласт (IV-4-3) выходит в подножье долины руч. Туринга, относится к темнинской свите. Он вскрыт 7 скважинами по профилю шириной 600 м поперек борта долины. Мощность его более 15 м. Глубина залегания кровли 0-14 м. Выше вскрыты пески и алевроиты с гравием. Глина светло-серые с незначительной примесью песка и алевроитов. Их химический состав в % (проба 64-1): SiO₂ - 58,3, TiO₂ - 0,89, Al₂O₃ - 19,8, Fe₂O₃ - 5,3, MgO - 2,0,

CaO - 1,2, K₂O - 3,6, Na₂O - 2,5. Содержание частиц менее 0,001 мм составляет 16,6%, крупнее 0,05 мм - 3,84%. Доминирует фракция 0,005-0,001 мм. Число пластичности 6,45. Температура спекания 1250°. Глина легкоплавкие, полужислые, умеренно пластичные до малопластичных. Цвет черепка оранжево-красный.

Глины рассомотренных проявлений пригодны для производства стеновой и кровельной керамики (кирпич, блоки, черепица) и дренажных труб. В бассейне руч. Туринги подобные глины встречены на площади около 10 км², что свидетельствует о возможности вывезения здесь их промышленного использования.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специализированных исследований строительных материалов не проводилось. По литолого-петрографическим особенностям и характеру распространения практически интересными представляются следующие образования.

Граниты, трапидиориты и диориты, сложенные крупными массивами на востоке и севере площади, могут служить источником щебня для покрытия дорог и наполнения бетонов. Слово трапидиориты декоративность и пригодны для изготовления облицовочных плит. Четвертичные аллювиальные отложения в долинах рек Зеи, Арги, Уды и их крупных притоков представляют собой залежи песчано-гравийных смесей мощностью до 9,6 м. Аргинская и темнинская свиты на 30-60% сложены пригодными для строительства рыхлыми песками, образующими в бассейнах р. Арги и руч. Таксан выходы мощностью до 8-18 м. Для получения выжухих смесей и изготовления кирпича, по-видимому, могут представлять интерес гидрослюдистые глины верхнего горизонта аргинской свиты, распространяющиеся на севере Верхне-Зейской впадины. Мощность их пластов, залегающих на поверхности, на правобережье р. Арги достигает 12 м.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По геолого-гидрогеологическим особенностям различные части территории относятся к Верхне-Зейскому и Удскому артезианским бассейнам и к Брянтинскому, Сяновскому и Туринга-Жагдинскому круглогодичным гидрогеологическим массивам /5/.

Верхне-Зейский и Удский артезианские бассейны

Данные бассейны просторно отвечают одноименным впадинам. Водоносные горизонты в них образуют рыхлые аллювиальные, озерно-аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения верхнего миоцена, плиоцена и четвертичной системы. В подстилающих их отложениях дутканской и боконой свит вода обнаружена лишь в твердой фазе. Мощность многолетней мерзлоты, по данным бурения, более 300 м. В мерзлотно-геологическом разрезе установлены два этажа: верхний (надмерзлотный) и средний (многолетнемерзлый).

Верхний этаж ограничен верхней крошкой многолетнемерзлых пород и имеет мощность 1-18 м. В его пределах развита надмерзлотная вода деятельного слоя и несквозных многолетних таликов. Питание их осуществляется в основном за счет поверхностных и дождевых вод. По условиям фильтрации они являются поровыми. Водопоток служит многолетнемерзлые грунты.

Воды деятельного слоя развиты на пологих склонах, водоразделах и террасах, сложенных песчано-галечниковыми отложениями. Глубина их залегания до 2-3 м. Разгрузка вод происходит в пониженных долинах в виде редких сезонных нисходящих источников дебитом до 0,1 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатные, кальциевые и натриево-кальциевые, иногда с повышенным содержанием ионов магния (до 15 мг.экв/л). Общая минерализация 30-40 мг/л, pH = 4,8-6,2.

Воды несквозных многолетних таликов встречаются на гудинах до 15-18 м. Они установлены в галечниковых, валуно-галечниковых и гравийных отложениях неогеновой и четвертичной систем. Талики относятся к подрусловому, подозерному и дождевально-радиационному подтипам.

Наиболее распространены воды подрусловых таликов. Они приурочены к днищам долин р.Арги и других крупных водотоков (реки Курнал, Нел, Таксан), где вскрыты карьеровыми скважинами. Коэффициент фильтрации водонасыщенных галечников с песком колеблется от 0,9 до 43,2 м/сут. Согласно дешифровочным признакам (заросли **влаголюбивой** растительности) талики почти непрерывной полосой шириной до 500-800 м прослеживаются вдоль меандрирующих русел рек. С выходами их вод на поверхность в зимнее время связаны многочисленные русловые наледи размером до 50х300 м. Вдоль крупных рек (Арги, Уда, Курнал) подрусловые воды не промерзают.

Воды подозерных таликов встречаются под старичными озерами в отложениях поймы и первой надпойменной террасы и реже под термокарстовыми озерами в аргинской свите. Размер таликов в плане не близок к площади озер. Мощность их составляет первые метры. Воды имеют застойный режим и небольшие статические запасы.

Воды дождевально-радиационных таликов распространены среди песчано-галечниковых и песчано-гравийных отложений аргинской и теминской свит, преимущественно на склонах южной экспозиции. Глубина их залегания до 10 м. Родники их сезонные, рассеянные, нисходящие, дебитом 0,2-3,0 л/с. Зимой на их месте развиты булырные пучения и мелкие наледи. Воды пресные, гидрокарбонатные, натриево-кальциевые, с повышенным содержанием магния и хлоридов (до 35 мг.экв/л). Общая минерализация 20-50 мг/л, pH = 5,8-6,1. Из надмерзлотных вод для круглогодичного водоснабжения пригодны лишь воды подрусловых таликов.

Средний этаж представлен толщей многолетнемерзлых отложений и изучен недостаточно. Скважинами в его пределах вскрыты спорадические линзы льда мощностью до 1 м.

Признаки широкого развития межмерзлотных вод установлены в южной части депрессии, в полосе шириной 8 км, примыкающей к хр.Джалты. Здесь в пределах мощного (более 100 м) валуно-галечникового горизонта аргинской свиты, перекрытого на юге делювиально-пролювиальным шлейфом, выявлены многочисленные напорные источники подземных вод. Они приурочены к пониженным частям долины рек и ручьев: Бол. и Мал.Курнал, Нел, Муякчан, Аньянджа, Анамтылджак, Гаента. Дебиты родников достигают 5-10 л/с. Многие изливаются в виде трифонов. Химический состав вод гидрокарбонатный натриевый, реже натриево-кальциевый. Общая минерализация 2,0-5,0 мг/л. Карбонатная жесткость - 0,1-0,25 мг.экв/л, pH = 5,4-6,7. Зимой вдоль указанных рек образуются многочисленные наледи (до 5 000 м²) и распространены незамерзающие подледи. Это свидетельствует о связи вод со сквозными таликами, возможно достигавшими уровня подмерзлотных вод. Накопления подземных вод в валуно-галечниковом горизонте способствуют его значительная мощность, разгрузка в него вод со склонов хр.Джалты и наличие на сочленении хребта и депрессии крупной зоны разломов. Указанный горизонт наиболее перспективен для выявления значительных запасов подземных вод.

Брянтинский и Становой гидрогеологические
массивы

Н Брянтинскому массиву относится площадь слабо расчлененного пенепленизированного низкогорья северного обрамления депрессии, а к Становому — интенсивно расчлененное низкогорье отрогов хр. Джугдыр. По условиям формирования подземных вод рассматриваемые части массивов отличаются незначительно. Водовыщными являются трещиноватые кристаллические образования архаей, раннего протерозоя и раннего мела и перекрывающий их малоощипный чехол рыхлых аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений. Мощность чехла в Становом массиве до 3-5 м, а в Брянтинском массиве за счет редких остатков отложений неогена — до 20 м.

В пределах надмерзлотного этажа развиты воды деятельного слоя и подрусловых таликов. Они циркулируют в рыхлых аллювиальных и элювиально-делювиальных отложениях и реже в трещиноватых кристаллических породах. Мощность деятельного слоя обычно не превышает 3 м. Развитие в нем воды образуют редкие сезонные нисходящие источники дебитом до 0,1 л/с. Подрусловые талики наиболее обширны в долине р. Зей, где, судя по развитию диагольных растений, ширина их достигает 500-800 м.

Среди толщи многолетнемерзлых кристаллических пород спорадически встречаются трещинные межмерзлотные воды, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости вдоль разломов. Наибольшее количество их источников сосредоточено в подножьях тектонических уступов, ограничивающих отроги хр. Джугды (бассейны руч. Колбачи, Богодякиит, Саливис и др.). Они как нисходящие, так и напорные, сосредоточенные и распределенные, дебитом до 2-5 л/с. Зимой вдоль этих зон распространены наледы площадью до 10000 м². Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с общей минерализацией 0,12 г/л, рН — 7,2, общая жесткость 1,9 мг-экв/л, содержание свободной углекислоты 4,4 мг/л, кремнекислоты — 12 мг/л.

Для практических целей в пределах рассматриваемых массивов могут использоваться воды подрусловых таликов и трещинные межмерзлотные воды.

Джуринтра-Джагинский гидрогеологический
массив

Данный массив представляет интенсивно расчлененной среднегорной южной частью хр. Джугды, которая сложена метаморфическими сланцами, метапелитами и метавулканитами верхнего протерозоя и мезозоя. Метаморфические породы обладают повышенной трещиноватостью как вследствие сланцеватости, так и наличием густой системы разрывных нарушений. В подножье склонов и в днах долин развит водонесный горизонт делювиально-коллювиальных и аллювиально-делювиальных отложений мощностью до 5-7 м. Геолого-гидрогеологические особенности хребта способствуют широкому развитию подземных вод. Они представлены трещинно-жилевыми, трещинно-порвыми и порвыми надмерзлотными и трещинными межмерзлотными водами.

Надмерзлотные воды в верхних частях склонов локализуются в системах тонкой трещиноватости пород и образуют нисходящие источники в вершинах расщелков на абсолютных высотах до 900 м. В нижних частях склонов водовмещающими являются делювиальные осыпи. Разгрузка вод в подножье склонов обуславливает широкое распространение рассеянных, реже сосредоточенных нисходящих источников дебитом до 0,4 л/с. В днах долин, судя по многочисленным буртам пучения, гидролакколитам и периодическому исчезновению поверхностных вод, развиты талики. Воды источников пресные, гидрокарбонатные, кальциево-натриевые, иногда с анионами магния и железа. Минерализация в основном 0,02-0,05 г/л, редкой до 0,2 г/л, рН = 5,4-6,9.

Вдоль зон крупных широтных разломов, по-видимому, распространены межмерзлотные воды, однако их достоверных выходов на поверхность не установлено.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория благоприятна для выявления месторождений бурого угля, золота, молибдена, керамического сырья, строительных материалов и подземных вод. Эндотенная минерализация сосредоточена среди образований Становой и Монголо-Охотской складчатых областей, а осадочные полезные ископаемые в основном приурочены к чехлу Верхне-Зейской и Удской впадин (рис. 4).

На площади, относящейся к Становой области и т.п., профилирующими полезными ископаемыми являются золото и

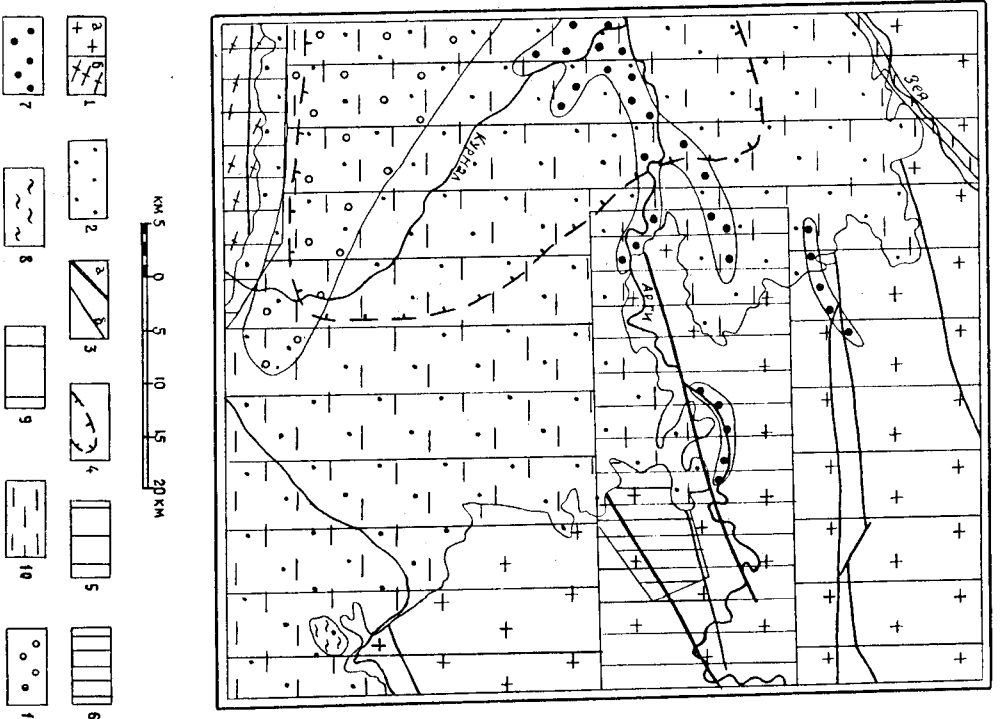


Рис. 4. Прогнозная схема

1 - метаморфический фундамент Становой (а) и Монголо-Охотской (б) складчатых областей; 2 - чехол Ледясики; 3 - рудо-контролирующие разломы: а - главные, б - второстепенные; 4 - предполагаемый контур угленосного бассейна; 5-8 - площадях перспективне, рекомендованые для постановки детальных работ; 5 - геологическом масштаба 1:50 000 и поисковых работ: 1:10 000 и 1:25 000, 6 - на комбиден и золото, 7 - на россыльное золото, 8 - на кармаческие глины; 9 - площади, недостаточно изученные, с неясным перспективами, рекомендованые для постановки АПК; 10-11 - площадях, потенциально перспективные для поисков: 10 - строительных песков, глин, песчано-гравийных сланцев, 11 - подземных вод

молибден. Их проявления ассоциируют с полиметаллами, серебром, реже мышьяком и, по-видимому, относятся к кварцевой и кварц-сульфидной гидротермальной рудной формации. Пространственно и генетически минерализация связана с раннеалевыми кислыми субвулканическими интрузивами и дайками.

Основной рудоконтролирующей структурой является зона Аргинского разлома шириной до 10-12 км и протяженностью более 50 км. В ней выявлены контрастный ореол рассеяния молибдена и серебра, слабоконтрастный ореол рассеяния цинка, рудопроявление молибдена, точки минерализации молибдена, золота, свинца, цинка, серебра, мышьяка и многочисленные потоки рассеяния золота. В отдельных штихах встречены молибденит и халькопирит. Субвулканические интрузии и связанные с ними кварцевые гидротермалиты сконцентрированы в узлах пересечения зоны Аргинского разлома с системой радиальных и концентрических разрывов, относящихся к Верхне-Аргинской кольцевой дизъюнктивной структуре. Наиболее крупный узел расположен в междуречье Арги и Еренти, где на площади около 70 км² широко проявлены катаклаз и окварцевание и сосредоточено большинство указанных выше прямых поисковых признаков полезных ископаемых. Наибольший интерес здесь представляет литохимический ореол рассеяния молибдена и серебра, на котором рекомендуется постановка детальных поисковых работ масштаба 1:10 000. Площадь узла заслуживает опискования в масштабе 1:25 000 с применением проходки канав, литогеохимической сетки, штурфного и бороздолового опробования. Поисковые работы в зоне Аргинского разлома целесообразно проводить в комплексе с геологической съемкой масштаба 1:50 000 (см. рис. 4). Следует дополнительно описковать палеовулканические постройки на правобережье р. Арги, возле которых в штихах присутствует золото.

Потенциально рудоносными являются зоны Ламканского и Ульханского разломов и штурфного разлома между верховьями р. Бол. Тюрбуки и р. Уч. Кадли-Талинди. Вдоль них спорадически проявлено окварцевание, в штихах встречаются золото, молибденит, халькопирит, кинноварь. В бассейне р. Ламкан выявлен геохимический фон цинка, а в бассейне р. Бол. Тюрбуки установлен штиховой ореол рассеяния золота. Вместе с тем, вдоль этих зон ослаблен раннеалевый магматизм, поисковые признаки имеют спорадический характер. Полученных данных недостаточно для оценки металлогенности указанных структур. Дальнейшее их изучение целесообразно провести в комплексе с аэрофотогеологическим картированием масштаба 1:50 000 путем заверки и опробования отдельных участков с поисковыми признаками.

Погоны и ореолы рассеяния золота, выявленные среди образований Становой области, свидетельствуют о возможном наличии россыпных месторождений. Для их формирования благоприятны участки низкоротного эрозивно-денудационного рельефа, прилегающие к впадине. С учетом этого признака, для поисков россыпей речонануруются золотосодержащие отложения в долине верхнего течения р. Бол. Тарбуки и в расширенных аккумулятивных частях долины р. Арги.

Песчано-галечниковые отложения в долинах рек Эи и Арги могут использоваться как залежи песчано-гравийных смесей.

В рассматриваемой части Монголо-Охотской области главной рудоуправляющей структурной является зона Ланского глубинного разлома /17/. Предполагается, что его основной сместитель скрыт под чехлом рыхлых отложений. Вдоль крупных его ответвлений, пересекающих складчатые образования верхнего протерозоя и мезозоя, проявлены расчлененные, миглонитизация, катаклаза и окварцевание, благоприятные для локализации гидротермального оруденения. К зоне приурочены слабоконцентрированный литохимический ореол рассеяния молибдена и шиховые ореолы рассеяния кинозари и антимонита. Юго-восточнее в ней установлены перпетективные рудопроявления кинозари. Учитываются эти данные, зона включена в площадь, рекомендуемую для геологической съемки масштаба 1:50 000.

Верхне-Зейская и Удская впадины благоприятны для нахождения месторождений угля, россыпного золота, керамического сырья, строительных материалов и подземных вод.

Угленосными являются лимнические отложения дутканской свиты в Верхне-Зейской впадине. Суммарная мощность вскрытых промышленно интересных (I м и более) угольных пластов составляет 3-9 м. Она повышается к центру впадины. В Дургутинском пороге уголь практически отсутствует. Это позволяет ориентировочно оценить площадь бассейна на территории листа в 700-900 км² (см. Рис. 4). При выдержанной средней мощности пластов геологические запасы угля в этом контуре могут достигать нескольких миллиардов тонн. Пласты вскрыты на глубинах 92-178 м, выходов их на поверхность не установлено. Большая глубина их залегания обуславливает нерентабельность разработки угля в ближайшей перспективе.

Для поисков россыпных месторождений золота рекомендуются расположенные на северо-восточном краю Верхне-Зейской впадины

участки долины рек Арги, Тарбуки и низовьев рек Курнал и Муячан, факторами, благоприятствующими накоплению в них россыпей, являются: сопряженность этой части депрессии с потенциально рудоносной зоной Аргинского разлома; наличие в аллювии устойчивых потоков золота; выходы в бортах долины золотосодержащих галечников аргинской свиты; что способствует вторичному обогащению россыпей; оптимальные геоморфологические условия для накопления аллювия. Для опробования рекомендуются как четвертичные, так и неогеновые аллювиальные отложения. Последние могут содержать полезные россыли.

Для выявления месторождения керамических глин рекомендуется на площадь около 10 км² на правобережье р.ч. Туринга (проявления IV-3-1, 2, 3). Суммарная мощность вскрытых здесь трех пластов глин достигает 40 м. Прогнозные запасы их для ступенчатой разработки карьером, при средней рабочей мощности пласта около 10 м, оцениваются порядка 200 млн. т.

Практически вся изученная территория Верхне-Зейской и Удской впадин перспективна для выявления крупных месторождений строительных материалов. Площади выходов существенно галечниковых отложений (речной тип) составляют около 500 км², глинисто-песчаных (озерно-речной тип) около 1100 км² и существенно глинистых (озерно-болотный тип) около 350 км². Мощности однородных пластов галечников, песков и глин, выходящих на поверхность, достигают 10 м и более.

Для поисков месторождений подземных вод рекомендуется площадь распространения вадужно-галечникового горизонта аргинской свиты, расположенного в южной, наиболее погруженной части Верхне-Зейского артезианского бассейна. Выявление в нем крупных источников межразломных вод возможно в долинах рек Бол. и Мал. Курнал, Нел, где формируются мощные наледы.

Встречающиеся среди озерно-болотных отложений аргинской свиты торфяники не представляют практического интереса ввиду малой мощности (до I м). Нефте- и газопроявлений во впадинах не обнаружено. Заполнения их нижних частей континентальной моласой и вулканитами, видимо, не благоприятствовало образованию нефти. Для дальнейшего уточнения геологического строения и перспектив Верхне-Зейской и Удской впадин на их площади наряду со специализированными поисками рекомендуется проведение аэрофото-геологического картирования.

Удаленность рекомендуемых объектов от трассы БАМ - 80-150 км.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

1. Барвенко В.А., Сорочкин А.П. Кайнозойские отложения Верхне-Зейской впадины. — В сб.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока, Владивосток, 1977.
2. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород, Недра, 1981.
3. Бяков Г.Е. Стратиграфия осадочных отложений верхней части бассейна р.Зей в связи с их угленошением. Изв. АН СССР, сер.геол., 1936, № 2-3.
4. Герондология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Наука, 1968.
5. Гидрогеология СССР, т. XXIII, Хабаровский край и Амурская область. Недра, 1971.
6. Глуховский М.З., Синцеров Е.А. Метаморфические образования зоны сочленения Алданского шита и Джугджуро-Становой области (к проблеме станового комплекса). Доклады Академии наук СССР, Владивосток, 1979.
7. Герондология В.Д. Тектоника Становой складчатой области. "Тектоника востока Советской Азии". Владивосток, 1976.
8. Каряков Л.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая, лист N-52-XI, Недра, 1974.
9. Каряков Л.П. Докембрий восточной части Станового хребта. Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
10. Каряков Л.П. Глубинные гранулиты, Наука, 1978.
11. Крилова Г.Д., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джалинского звена Монголо-Охотской складчатой области. Наука, 1979.
12. Красный Д.И., Кириков Д.А. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист N-52 (Зей). Объяснительная записка. Геологический институт, 1959.
13. Красный Д.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 37, 1960.
14. Линневский Э.Н., Землянов В.Н. Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным. Геология и геофизика, № 2, 1972.

15. Мошкин В.Н., Шпак Н.С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджуро. Докембрий восточных районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 122, 1967.
16. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса, ВНИИТИ, 1969.
17. Ольков В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Амуро-Зейская, лист N-52-XXII, 1975.
18. Савина Т.В. Карта аномального магнитного поля СССР (графика Delta), масштаб 1:200 000, серия Становая, 1965.
19. Сей И.И. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхне-Зейской депрессии. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 25, 1960.
20. Сигов В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая, лист N-52-XXII, 1975.
21. Судовиков Н.Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского шита. Наука, 1965.

Ф о н д о в а я х/

22. Афанасов М.Н. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в бассейне верхнего течения рек Джелгула и Иликан. (Джелгинская партия 1964-1965 гг.), 1966, № 011836.
23. Барвенко В.А., Майстрюк О.П. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа N-52-XXII, 1978, № 018435.
24. Барвенко В.А., Балтачев С.В. и др. Геологическое строение, полезные ископаемые и гидрогеологические условия территории листа N-52-XXI и инженерно-геологические условия территории листов N-52-XXV и N-52-XXVI, 1979, № 018827.
25. Левкин Н.Ф. Отчет о геологоразведочных работах на россыльное золото, проведенных Верхне-Зейской экспедицией в Зейском и Зейско-Учурском районах Амурской области в 1945-1951 гг. 1952, № 06495.
26. Шаров Л.А. и др. Отчет о работе партии взростов в 1973-1975 гг., 1976, № 0859.

х/ Материалы хранятся в фонде ПГО "Дальгеология".

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ N-52-ХУП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ И КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на кар- те	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и название (мес- тонахождение) проявле- ния	Ссылка на лите- ратуру (номер по спис- ку)	Примечание
1	2	3	4	5

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Т в е р д ы е г о р ю ч и е и с к о п а е м ы е

Индекс	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку)	Примечание
П-1	2	Б у р ы й у г о л ь Тыгдылганак	23	В коренном заглегании на глубинах 153-166 м
Ш-2	1	М у я к ч а н	23	Т о ж е , н а г л у б и н а х 92,5-178,0 м
И-2	1	М Е Т А Л Л И Ч Е С К И Е И С К О П А Е М ы Е Ц в е т н ы е м е т а л л ы Цинк	23	
П-3	1	Б а с с е й н р. Л а м и к а н М е ж д у р е ч ь е А р г и и Е р е н г и	23	Л и т о х и м и ч е - с к и й о р е о л Т о ж е

1	2	3	4	5
		Р е д к и е м е т а л л ы М о л и б д е н		
П-3	2	Л е в о б е р е ж ь е р. А р г и	23	О с т а т к и в Д е л ь в и н и
П-3	3	В о д о р а з д е л р е к А р г и и Е р е н г и	23	Л и т о г е о х и м и - ч е с к и й о р е о л
П-2	2	Б а с с е й н р. Н е й Р т у т ь	23	Т о ж е
П-2	1	В е р х н е е т е ч е н и е руч. М у я к ч а н и М у я к ч а н С у р ь м а	23	Ш л и х о в о й о р е о л
П-3	1	Руч. А н ь н и д ж а	23	Т о ж е
		В л а г о р о д н ы е м е т а л л ы З о л о т о		
И-2	2	В е р х н е е т е ч е н и е р. Б о л . Т о р б у ж и	23	Ш л и х о в о й о р е о л
П-1	1	Р е к и Т о р б у ж и , А р г и	23	Т о ж е
		Н Е М Е Т А Л Л И Ч Е С К И Е И С К О П А Е М ы Е К е р а м и ч е с к о е с ы р ь е К е р а м и ч е с к и е г л и н ы		
П-4	1	П р а в ы й б о р т д о л и н ы руч. Т у р и н г и	23	В к о р е н н о м з а л е г а н и и н а г л у б и н е 0-18 м

1	2	3	4	5
IV-4	2	Водораздел руч. Туринги и р. Уды	23	В коренном залегании на глубине 0-4 м
IV-4	3	Правый берег руч. Туринги	23	То же на глубине 0-14 м

В брошюре пронумеровано 87 стр.

Редактор Г. Н. Поташова
Технический редактор С. Г. Воронина
Корректор Т. А. Ушакова

Дано в печать 22.05.85. Подписано к печати 11.05.87.
Тираж 148 экз. Формат 60x90/16 Печ. л. 5,5 Заказ 446 с

Центральное специализированное
производственное хозрасчетное предприятие
объединения "Совьтгеолфонд"