

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 042

Экз. № 00185

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ПРИБАЙКАЛЬСКАЯ

Лист N-50-III

Объяснительная записка

Составители: *О.В. Сосницкий, А.И. Шишов*
Редактор *Ю.Д. Пензин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
24 ноября 1968 г., протокол № 35

МОСКВА 1979

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-50-II расположена в западной части Олекмо-Витимской горной страны и ограничена координатами: $55^{\circ}20'$ - $56^{\circ}00'$ с.ш. и $116^{\circ}00'$ - $117^{\circ}00'$ в.д. В административном отношении изученная территория относится к Каларскому и Тунгокоченскому районам Читинской области и частично к Бурятской АССР.

Северную часть территории занимает Нижнекаларский хребет, простирющийся в северо-восточном направлении. Абсолютные высоты хребта колеблются в пределах 1100-2200 м; относительные превышения над уровнем воды в р. Витим составляют 600-1500 м, а нацелинами прилегающих падей 200-300 м. Южная часть листа расположена в пределах Витимского плоскогорья, которое характеризуется выровненными водоразделами, разобщенными широкими долинами. Абсолютные отметки высот не превышают 1200 м. Речная сеть представлена р. Витим с притоками: Калар, Октокит, Ниж. Джилдица и др.

Климат района резко континентальный, со значительными суточными (30°) и годовыми ($85-90^{\circ}$) колебаниями температуры. Минимальная температура воздуха (до -60°) наблюдается в январе, максимальная ($25-30^{\circ}$) - в июле. Среднегодовая температура воздуха равна -8°C , что способствует повсеместному распространению в районе многолетней мерзлоты. Среднегодовое количество осадков составляет 311 мм, причем большая часть их выпадает в летний период. Почти вся площадь покрыта листовенной тайгой, в горьцовой зоне (выше 1200-1400 м) растет кедровый стланик; значительные пространства заболочены.

Животный мир представлен обычными таежными видами. Населенные пункты на территории листа отсутствуют. Путями сообщения являются вышние тропы. В ближайший населенный пункт - пос. Бамбуйка различные грузы доставляются авиатранспортом, в зимний

Период — на автомашинах по льду рек Вытим и Калар. В летнее время сообщения и перевозка грузов осуществляется по рекам Вытим и Калар моторными лодками.

Первые сведения о геологическом строении территории листа содержатся в отчете П.И.Преображенского по работам 1912 г. Этим исследователем ниже устья р.Калар были описаны слоистые породы, представляющие гнейсами, различными сланцами и реже кристаллическими известняками.

Начиная с 30-х гг. гекшето столетия на территории листа проводились геологосъемочные работы масштаба 1:500 000-1:200 000 А.А.Арсеньевым (1934 г.), В.И.Чернышковым (1938г.), Ю.К.Дзевановским (1944 г.), П.А.Смольским (1945г). Надоблее полные данные содержатся в работе Ю.К.Дзевановского. Метаморфический комплекс угольно архейского возраста Ю.К.Дзевановский расчленил на две зоны: нижнюю, представляющую серыми и темно-серыми гнейсами, кристаллическими сланцами, и верхнюю, характеризующуюся частым чередованием гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов. Кроме того, им выделены протерозойские граниты и мелкие штокни мелкозернистых гранитов верхнерусского — нижнемоловского возраста. Предложенная Ю.К.Дзевановским схема стратиграфии и магнетизма верно отражает последовательность формирования геологических комплексов.

В 1950 г. на территории листа и за его пределами проводились аэрогаммапоиски масштаба 1:100 000 под руководством В.Ф.Тюкина. В результате этих работ выявлен ряд локальных аномалий, не представляющих практического интереса.

Современные представления о геологическом строении ретко-на сформировались лишь в 1955-1965 гг., благодаря широко развернувшимся геологосъемочным, тематическим и геофизическим работам. Верные С.П.Смеловским (1956-1965гг) среди метаморфических образований района выделены два разновозрастных комплекса: верхнеархейский и нижнепротерозойский, которые в свою очередь расчленяются на ряд толщ и свит.

В 1957-1968 гг. район бассейна среднего течения р.Вытим был покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 под руководством В.В.Сусленникова. Направление выделенных пологих аномалий и отрицательных аномалий согласуется с простиранием архейских структур. Положительные аномалии совпадают с полями развития кристаллических сланцев основного состава, слабо подвергнутых переработке метасоматическими и гидротермальными процессами.

В 1960 г. в западной части территории листа под руководством Г.М.Шевчука проводилась металлогенетическая съемка масштаба 1:200 000. В результате этих работ были выявлены участки для постановки более детальной работ на золото. Проверка этих оролов в 1962 г., проводившаяся под руководством В.А.Напарта, установила достоверность данных участков на золото.

В 1961-1962 гг. в пределах северной части Читинской области проводилась тематическая съемка масштаба 1:1 000 000 под руководством М.В.Иванова и В.И.Огородникова. В результате этих работ в пределах листа М-50-III был выявлен Нижнекаларский граб-впадинный минимум ширины площади 1500 км², имеющий северо-восточное простирание и амплитуду 15 мГ. Этот минимум простиранием совпадает с Нижнекаларским батолитом, сложением раннепротерозойскими гранитоидными, в основном, метасоматическо-го генезиса.

В 1964 г. была издана геологическая карта Байфальской горной области масштаба 1:1 500 000, составленная Л.И.Салопом. Глубокой метаморфизованные стратифицированные образования, развитые в западной части района, отнесены Л.И.Салопом к архей (илеирская толща), развитые в восточной части — к нижнему протерозою (килинская толща).

Государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 проведена для соседних с лга (Жалсабон и др., 1963) и запада территории почти полностью не увязана с листом М-50-IX. Не совпадают границы распространения метаморфических толщ и интрузивных образований, а также относительная последовательность фаз раннепротерозойских интрузий. Так, среднезернистые биотитовые граниты, развитые в бассейне р.Буторихта-I (лист М-50-IX), по данным Д.Жалсабона (1963), прорывают порфировидные граниты, тогда как в пределах листа М-50-III между ними установленные обратные взаимоотношения. С листом М-50-III не увязано расчленение архейских метаморфических образований. Последнее в пределах листа М-50-III расчленены на ряд свит и подсвит, в то время как на территории листа М-50-III такое расчленение отсутствует. Имеется расхождение в автором листа М-50-III Г.А.Кибановым в части трактовки возраста рыхлых (четвертичных) отложений, развитых в низовьях р.Ниж.Джигинда. Возраст этих отложений Г.А.Кибановым датируется как нижнесреднечетвертичный, нами по данным спорово-пыльцевого анализа — как верхнечетвертичный.

При составлении настоящей записки, геологической карты и карты полезных ископаемых в основу положены материалы, полученные О.В.Соснилкиным и А.И.Шиховым в результате проведения геологической съемки были использованы аэрофотоснимки масштаба 1:200 000 в 1962-1965 гг. В процессе геологической съемки были использованы аэрофотоснимки масштаба 1:55 000, что позволило значительно уточнить геологические границы и более полно расширять разрывную тектонику. "Звездение" и главы записки "Стратиграфия", "Тектоника" и "Полезные ископаемые" написаны О.В.Соснилкиным, "Интеруэивные образования", "Термофоллогия" и "Подземные воды" - А.И.Шиховым.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древними образованиями на описываемой территории являются архейские глубоководноморфизованные породы, расчлененные нами на три свиты (снизу вверх): устьципинскую, витимскую и огюккигскую?; Нижний протерозой представлен самохутской и бутундинской свитами. Среди четвертичных отложений выделены: среднечетвертичные, верхнечетвертичные, верхнечетвертичные - современные и современные.

АРХЕЙ

У с т ь ц и п и н с к а я с в и т а. В пределах описываемой территории образования устьципинской свиты широко развиты на правобережье р.Витим в верховьях рек Балдачек, Тулинга и Тадекан, а также в низовьях р.Калар. Основание свиты не известно. По литологическому составу образования устьципинской свиты в основном разрезе расчленены на две подовиты.

Нижняя подовита (A и c 1) - амфибол-пироксен-плаггиоклазовые, биотит-пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые, редко биотит-амфибол-плаггиоклазовые, биотит-амфибол-пироксен-плаггиоклазовые и амфибол-ошипироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, прослои биотитовых и гранат-ошиповых гнейсов, диопсидовых пород и амфиболитов.

В низовьях р.Лита на участке широтного течения р.Витим С.П.Омеловским (1964ф) описан следующий разрез этой подовиты (снизу вверх):

1. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 110,0 м

2. Биотит-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	30,0 м
3. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	120,0 "
4. Амфибол-ошипироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	120,0 "
5. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	120,0 "
6. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	90,0 "
7. Амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями мощностью 0,2-1,5 пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	85,0 "
8. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с амфибол-пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами	60,0 "
9. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	70,0 "
10. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	20,0 "
11. Диопсидовые породы	12,0 "
12. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями (0,2-1,5 м) биотитовых гнейсов	300,0 "
13. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	60-75 "
14. Диопсидовые кальцифиды	0,6 "
15. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	20,0 "
16. Гранат-ошиповые гнейсы	0,2 "
17. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с единичными прослоями (до 0,5 м) биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	240,0 "
18. Гранат-ошиповые гнейсы	1,5 "
19. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	3,0 "
20. Диопсидовые породы местами с флюгитовыми чешуйками	60,0 "
21. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	5,0 "
22. Гранат-ошиповые гнейсы	3,0 "

23. Диопсидовые породы местами с флюотитовыми обособлениями	120,0 м
24. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	30,0 "
25. Диопсидовые породы	8,0 "
26. Пачка тонко переслаивавшихся амфибол-биотит-плаггиоклазовых (мощность 2-7 мм) и биотит-амфибол-плаггиоклазовых (мощность 7-150 мм) кристаллических сланцев. Последние преобладают	70,0 "
27. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	20,0 "
28. Гранат-биотитовые гнейсы	1,5 "
29. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с единичными маломощными (мощность до 0,3 м) прослоями диопсидовых пород	28,0 "
30. Переслаивавшиеся гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы	3,0 "
31. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. В низах очень редкие и маломощные прослои биотитовых гнейсов	70,0 "
32. Гранат-биотитовые гнейсы	20,0 "
33. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	160,0 "
34. Гранат-биотитовые гнейсы	1,8 "
35. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с единичными маломощными (до 0,2 м) прослоями биотитовых гнейсов	30,0 "
36. Амфиболиты	6,0 "
37. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	15,0 "
38. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	35,0 "
39. Диопсидовые породы	2,0 "
40. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	70,0 "
41. Гранат-биотитовые гнейсы	4,5 "
42. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	2,5 "
43. Диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	2,3 "

44. Диопсидовые породы	0,6 м
45. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями (0,3-0,5 м) биотит-амфибол-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	40,0 "
46. Диопсидовые породы	0,6 "
47. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	8,0 "
48. Диопсидовые породы	7,0 "
49. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	2,0 "
50. Биотитовые гнейсы	0,2 "
51. Диопсидовые породы	100,0 "

Мощность нижней подсвитки по данному разрезу 2400 м. По выявлению диопсидовых пород в разрезе нижней подсвитки устьицинской свиты установлено три крупных структурно-литогенных ритма мощностью около 800 м. Каждый ритм начинается кристаллическими сланцами основного состава и заканчивается диопсидовыми породами. Пласты диопсидовых пород по простиранию прослеживаются на 5-10км. Разрез подсвитки погодно выдержан и по простиранию не испытывает существенных изменений.

Верхняя подсвитка (A и C₂) - амфибол-плаггиоклазовые, реже пироксен-плаггиоклазовые и пироксен-амфибол-плаггиоклазовые, реже пироксен-плаггиоклазовые и биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, прослои биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболитовых гнейсов, кальцифиоров, мраморов и амфиболитов.

На участке широтного течения р. Витим ниже устья р. Бутарихта для верхней подсвитки устьицинской свиты установлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	270 м
2. Биотит-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов	200 "
3. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	100 "
4. Биотит-плаггиоклазовые, редко биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотитовых гнейсов	190 "
5. Мраморы	4 "

6. Пироксен-плаггиоклазовые и биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 240 м
 7. Мраморы 5 "
 8. Пироксен-плаггиоклазовые и биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 160 "
 9. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 120 "
 10. Мраморы с филопитом 1 "
- Мощность верхней подовиты равна 1300 м. По вышеприведенному разрезу отчетливо улавливается ритмичное строение подовиты. Установлено три двухкомпонентных ритма. Нижний компонент каждого ритма сложен кристаллическими сланцами, верхний - карбонатными породами. К верхам разреза подовиты накладывается уменьшенная мощность нижнего компонента от 770 м для первого ритма до 240 м для второго и третьего ритмов.
- Аналогичный разрез верхней подовиты устрищинской свиты устанавливается на правобережье р. Витим, выше устья р. Кадар. Низ подовиты здесь, вероятно, уничтожен раннепротерозойскими гранитоидами. Разрез имеет следующий вид (снизу вверх):
1. Амфибол-биотитовые гнейсы с частыми прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и с горизонтом мраморов мощностью 2 м вверху пачки 80 м
 2. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с двумя прослоями мраморов мощностью 0,3 м 30 "
 3. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и с горизонтом мраморов мощностью 0,6 м вверху пачки 240 "
 4. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые, редко пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 350 "
- Видная мощность подовиты по данному разрезу равна 700 м. Первый и второй горизонты данного разреза отвечают верхам первого ритма предыдущего разреза, а третий и четвертый горизонты - соответственно второму и третьему ритмам.
- Аналогичный набор пород верхней подовиты по ряду геологических маршрутов устанавливается на водоразделе рек Додуга и Та-лакэн, где из-за плохой обнаженности составить геологический разрез не представляется возможным.
- В и т и м с к а я с в и т а. Витимская свита залегает согласно на устрищинской и отличается от последней более частым и тонким переслаиванием сланцев ее пород. Представлена она биотит-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, биотит-

выми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями и линзами мраморов, калицифиров, кварцито-гнейсов и редко амфиболитов. Очень редко встречается кристаллические сланцы и гнейсы, содержащие в своем составе пироксен и гранат. Развита она в бассейне р. Бутарихта на участке широкого течения р. Витим, в низовьях р. Окто-кит, в верховьях рек Тоостур, Утинга и Талакэн. Согласно за-летание витимской свиты на устрищинской отчетливо фиксируется на правобережье р. Витим, ниже устья р. Бутарихта, где на биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцах устрищинской свиты согласно залегает пачка биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов витимской свиты. Нами витимская свита подразделена на три подовиты. Расчленение на подовиты произведено в непрерывном разрезе.

Нижняя подовиты (Avt) - биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, реже биотитовые гнейсы, прослой биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и мраморов. На участке широкого течения р. Витим в районе устья р. Бутарихта устанавлен следующий разрез подовиты (снизу вверх):

1. Переслаивание биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев с преобладанием последних 160 м
2. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 202 "
3. Переслаивание биотитовых гнейсов с небольшими плаггиоклазовых кристаллических сланцев с преобладанием гнейсов 500 "
4. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоем в нижней части мраморов мощностью 25 см 50 "
5. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 300 "
6. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 238 "
7. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 33 "
8. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы суммарная мощность подовиты по данному разрезу 1550 м. В низовьях р. Ледугу разрез нижней подовиты витимской свиты заканчивается горизонтом белых мраморов мощностью 50 м. По прослаиванию мраморы прослежены на 10 км. Общая мощность подовиты 1600 м. По прослаиванию разрез нижней подовиты существенных изменений не испытывает.

Средняя подсытка (Avt²) биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, реже биотит-плаггиоклазовые и амфибол-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, прослойки мраморов и калцифиридов.

На правом берегу р. Вятим выше устья р. Бугарихты эта подсытка имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Переслаивание биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов 53 м
2. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 132 "
3. Биотитовые гнейсы 440 "
4. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 160 "
5. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов 160 "
6. Мраморы 3 "
7. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с частыми прослоями биотитовых гнейсов 130 "
8. Мраморы 2 "
9. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 60 "
10. Переслаивание биотитовых гнейсов и биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 130 "

Характер переслаивания

1. Биотитовые гнейсы 18 см
2. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 7 "
3. Биотитовые гнейсы 5 "
4. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 2 "
5. Биотитовые гнейсы 6 "

II. Биотитовые гнейсы 130 м

12. Биотитовые гнейсы с редкими прослоями биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. В нижней части пачки прослойки амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев мощностью 1,5 м 240 "

13. Мраморы 10 м

Мощность подсытки по данному разрезу 1700 м. В средней подсытке улавливаются отдельные двух- и трехкомпонентные ритмы разных порядков. Двухкомпонентный ритм характеризуется такими сочетаниями: биотит-плаггиоклазовый кристаллический сланец - биотитовый гнейс, биотит-плаггиоклазовый кристаллический сланец - биотитовый гнейс - мрамор.

Аналогичный набор пород по разлу геологических маршрутов устанавливается в бассейне рек Октокит, Дездегу и др.

Верхняя подсытка (Avt³) - биотит-плаггиоклазовые, амфибол-биотит-плаггиоклазовые и биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, реже биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, прослойки мраморов, кварцито-гнейсов и амфиболитов.

На правом берегу р. Вятим выше устья р. Бугарихты установлен следующий разрез верхней подсытки (снизу вверх):

1. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями (0,5 м) кварцито-гнейсов 60 м
2. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов и с прослоем мраморов мощностью 1,5 м в средней части пачки 202 "
3. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, реже биотитовые гнейсы 317 "
4. Биотитовые гнейсы и биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 80 "
5. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоем кварцито-гнейсов мощностью 5 м в центральной части пачки 270 "
6. Кварцито-гнейсы 20 "
7. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 25 "
8. Кварцито-гнейсы с прослоями мраморов и биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 70 "
9. Биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы 60 "
10. Мраморы 20 "

Неполная мощность верхней подсытки Вятимской свиты по данному разрезу 1124 м. Полная мощность подсытки, по-видимому, не превышает 1300 м. Разрез подсытки довольно выдержан. Только в бассейне р. Октокит в составе подсытки выявляются амфиболосодержащие кристаллические сланцы и гнейсы при почти полном отсутствии карбонатных пород.

По данному разрезу отчетливо улавливаются отдельные двух- и трехкомпонентные ритмы разных порядков. Каждый ритм начинается биотит-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами и заканчивается мраморами или кварцито-гнейсами. Траншицы ритмами четкие.

О к т о к и т о к а я с в и т а. Образование октокитской свиты, впервые выделенной нами в 1964 г., широко развиты в восточной части оплошываемой территории в бассейне р. Октокит. Представлена свита амфибол-плаггиоклазовыми, пироксен-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых,

амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов, амфиболитов, редко мраморов. Заметает она согласно на витимской свите. Это подтверждает тот тем, что в низовьях р.Октокит на биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцах витимской свиты согласно и с постепенным переходом залегает пятка биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев октоктитской свиты.

Характерным признаком для октоктитской свиты является наличие в ее составе амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, содержащих амфибол в виде отдельных иголок или линзовидных скоплениях размером до 0,8-1,5 см. Октоктитская свита, на основании различий литологического состава в непрерывном выходе, нами расчленена на две подсвиты: нижнюю и среднюю. Пороги верхней подсвиты в пределах изученной территории не встречены.

Нижняя подсвита (А окт 1) - биотит-амфибол-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-биотит-плаггиоклазовые, биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, частые прослои биотитовых, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, редко амфиболитов.

В низовьях р.Октокит (приток р.Таксима) описан следующий разрез этой подсвиты (снизу вверх):

1. Переслаивание биотит-амфиболовых гнейсов и биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев; редкие прослои серых амфибол-биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 500 м
 2. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с частыми прослоями мощностью до 1,5 м амфибол-биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, реже биотитовых гнейсов 500 "
 3. Переслаивание биотитовых гнейсов и биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев с биотит-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами 475 "
 4. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые, реже амфибол-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с 15-метровым линзовидным прослоем амфиболитов 150 "
 5. Биотит-амфиболовые гнейсы, реже амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 175 "
- Мощность подсвиты по данному разрезу 1800 м.
- Аналогичный разрез ниже подсвиты установлен на левом берегу р.Калар выше устья р.Октокит (снизу вверх):
1. Амфибол-биотит-плаггиоклазовые, реже биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с едничными прослоями амфиболитов мощностью 1-2 м 500 "

2. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотитовых гнейсов мощностью 1-5 см 200 м

3. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 100 "

4. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 100 "

5. Амфибол-плаггиоклазовые, редко пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 800 "

6. Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев 700 "

Мощность подсвиты по данному разрезу 2400 м.

Так как на некоторых участках разрез осыплен по заложению, не исключена возможность, что мощность нижней подсвиты несколько завышена.

Средняя подсвита (А окт 2) - амфибол-плаггиоклазовые, пироксен-амфибол-плаггиоклазовые, биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, прослои амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов, в верхах разреза - мраморов.

В низовьях р.Октокит установлен следующий разрез средней подсвиты октоктитской свиты (снизу вверх):

1. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 200 м
 2. Биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов 75 "
 3. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов 250 "
 4. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов 350 "
 5. Амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями мощностью 5-10 м амфиболитов 125 "
- Неполная мощность подсвиты по данному разрезу 1050 м.
- Аналогичный разрез средней подсвиты описан на правом берегу р.Калар выше устья р.Октокит (снизу вверх):
1. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые, реже амфибол-плаггиоклазовые, кристаллические сланцы с редкими прослоями амфиболитов мощностью 5-10 м 225 м
 2. Переслаивание биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и биотит-амфиболовых гнейсов 325 "

3. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые, редко пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов мощностью до 10 м 400 м

4. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с частыми линзовидными прослоями (до 5-6 м) амфиболитов 160 м

Мощность покровити по данному разрезу - 1100 м. Общая мощность архейских образований на изученной территории составляет 11 200-11 800 м.

Наличие в составе вышеописанных свит мраморов и кварцито-тнейсов, а также четко выраженная пологосчатость, совпадающая со слоистостью (поверхностями напластования мраморов и кварцито-тнейсов), свидетельствует о первичном карбонатно-территеном составе значительной части архейских образований. Последнее подтверждается ритмичным строением устьицинской и витисской свит. По появлению карбонатных пород и кварцито-тнейсов в разрезе вышеназванных покровит отчетливо улавливаются двух- и трехкомпонентные ритмы разных порчинок. Наличие в низах и верхах данного комплекса пластовых и линзовидных тел однородных, массивных или сланцеватых амфибол-плаггиоклазовых, пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов свидетельствует о значительном развитии в составе-устьицинской и октокичской свит вулканогенных образований. Подальшее большинство пород, сланцеватых архейских комплексов, является диэфторитами. Очень редко встречаются неизменные породы гранулитовой фации (гипергенно-державшие кристаллические сланцы и тнейсы, а также пилонитовые породы, мраморы и кварцито-тнейсы). Пироксенодержавшие кристаллические сланцы - это темно-серые с зеленоватым оттенком сланцеватые, редко массивные породы с толстопластчатой отдельностью. Структура лепидогранобластовая, аполитобластовая, терробластовая. Минеральный состав (в %): пироксен - 1-15, амфибол 10-45, плаггиоклаз 25-55, кварц 0-10, калиевый полевой шпат 0-12. Аспексорные минералы представлены апатитом, сфеном, пирроном и рудным минералом.

Пироксен встречается в виде короткопризматических зерен, замещающих амфибол; представлен диопсидом, диопсид-авгитом, редко - гиперотеном. Амфибол представляет розовой обманкой зеленого, буро-зеленого, сине-зеленого и редко - коричневого цвета. Биотит встречается в виде удлиненных чешуй коричнево-бурого, коричнево-красного, режа зеленоваго-бурого цвета. Плаггиоклаз по основности отвечает андезитну, редко - лабрадору. Кварц и

калиевый полевой шпат встречаются в виде неправильных зерен. Иногда последние образует крупные порфиобласты. Пироксен содержит жидкие тнейсы отливается от вышеописанных кристаллических сланцев режким увеличением содержания кварца и уменьшением роли фемических минералов. В тнейсах плаггиоклаз отвечает олигоклазу и олигоклазу андезитну.

Диопсидовые породы - это массивные или сланцеватые породы зеленого цвета. Почти нацело состоят из диопсида. В небольших количествах присутствует плаггиоклаз - 10-14%, биотит - до 1%, розовая обманка - 2%, кварц - 1-2%. Структура их гранобластовая. Мраморы - это белые массивные мелко- и среднезернистые до крупнозернистых пород. Структура их гранобластовая, текстура массивная. Породы состоят из изометричных или слабо удлиненных зерен карбоната размером от 0,4 до 1 см. Участками они содержат в количестве 5-10% оливина, пироксен и трафит.

Кварцито-тнейсы - это светло-серые массивные мелко- и среднезернистые породы. Структура их гранобластовая, текстура массивная. Состоят из кварца - 55%, плаггиоклаза - 35%, калиевого полевого шпата - 7% и биотита - 4%. Кварц представлен овально-звучающими зернами с зазубренными контурами, участками со слабо выраженными волнистыми угасаниями. Плаггиоклаз по основности отвечает андезитну и представлен таблитчатыми зернами, зачастую с неправильными контурами. Иногда в плаггиоклазе встречается мраморно-правильными контурами. Иногда в плаггиоклазе встречается мраморно-правильными кварца. Нерешетчатый калиевый полевой шпат встречается в виде таблитчатых зерен с неровными краями. Биотит представлен чешуйками зеленоваго-бурого цвета; иногда замещается хлоритом.

Диэфторированные породы представлены кристаллическими сланцами (амфибол-плаггиоклазовыми, биотит-амфибол-плаггиоклазовыми, амфибол-биотит-плаггиоклазовыми, биотит-плаггиоклазовыми), тнейсами (амфиболитовыми, биотит-амфиболитовыми, амфибол-биотитовыми) и сами (амфиболитовыми). Между кристаллическими сланцами существуют переходы амфиболитовыми. Между кристаллическими сланцами существуют переходы, обусловленные различными количественными соотношениями минералов. Диэфториты, за режким окличенением, не подвергнуты структурной перестройке.

Амфибол-плаггиоклазовые и биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы - это серые или темно-серые с зеленоватым оттенком породы с лепидогранобластовой и гномобластовой структурой и сланцеватой или пологосчатой текстурой. Отдельность пласта. Минеральный состав (в %): плаггиоклаз 30-65, калиевый полевой шпат 0-10, амфибол 10-50, биотит 2-10 и кварц 5-10. Из

акцессорных минералов присутствуют гранат, апатит, сфен, рудный минерал и циркон. Содержание их колеблется от 0 до 3-4%. Платино-клиз встречается в виде таблитчатых с неровными краями, редко неправильных зерен с хорошо выраженными полисинтектическими двойниками. По основности платиноклиз отвечает альбит-олигоклазу, олигоклазу или ангезину, очень редко лабрадору. Иногда платиноклиз содержит антитерпигиновые ростки калиевого полевого шпата или мirmekиты, реже - пойкилобласты кварца. Калиевый полевой шпат встречается в виде неправильных зерен, заолитовых промежуток между кристаллами платиноклаза или образует крупные пофидробласты, иногда с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Часто калиевый полевой шпат разбивается по платиноклазу, корродируя его и даже целиком замещая. Кварц представлен неправильными или нефрибод представленными зернами часто с волнистыми потагандами. Амфибод представлен сине-зеленой, зеленой, реже зеленовато-бурой или коричнево-роговой обманкой и встречается в виде удлиненных отчетливо плеохроичных зерен. Амфибод-платиноклизонные кристаллические сланцы, встречающиеся в разрезе октокипской свиты, содержат амфибод в виде иголок или линзовидных скопленных размеров от долей миллиметра до 1,5 см. Иногда по роговой обманке развивается биотит. Последний встречается в виде бучек, реже зеленовато-бурых пластинок или чешуек. Редко встречается коричневатого-бурый биотит.

Биотит-платиноклизонные кристаллические сланцы - темно-серые с шпигальной отделимостью породы. Структура их лепидотранобластовая, текстура сланцеватая или полосчатая. Состав из буровато-зеленого, редко коричнево-бурого биотита (20-30%), платиноклаза (30-44%), кварца (до 10%) и калиевого полевого шпата (15-30%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом.

Биотитовые тейсы - это серые и светло-серые мелкозернистые, отчетливо тейсовидные пологощитые породы. Структура транобластовая, лепидотранобластовая или пофидробластовая. Текстура тейсовидная или полосчатая. Порода состоит из чередующихся пологих, отлитавшихся друг от друга структурой и содержанием темно-цветных минералов. Мощность темных пологих колеблется от долей миллиметра до 1-2 мм, светлых - от нескольких миллиметров до 1-2 см. Состав тейсов (в %): кварц 16-55, платиноклиз (олиго-клиз) 15-30, калиевый полевой шпат 5-40, биотит 5-15, Из акцессорных минералов отмечены апатит, рудный минерал, сфен.

Метаморфиты - темно-зеленые породы с массивной или сланцеватой текстурой. Структура их транобластовая, терробластовая и неробластовая. Состав они (в %) из роговой обманки 55-60, буровато-зеленого биотита 2-5, платиноклаза (олигоклиз или ангезин) 20-30, кварца 0-10, калиевого полевого шпата 0-10. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит и рудный минерал.

Минеральный состав диатропированных пород в значительной степени зависит от состава исходных пород. Так, в составе углепипинской и октокипской свит преобладающими породами являются амфибод-платиноклизонные кристаллические сланцы. В составе этих пород существенную роль играет бурый и зеленовато-бурый роговая обманка, по которой развивается сине-зеленая роговая обманка. Именно в этих породах и встречаются реликты гиперстена. Таким образом, главными фемическими минералами пород углепипинской и октокипской свит до диафтореза их в амфибодитовой фации ретинально-метаморфизма были амфиболы и пироксен. Витимская свита представлена в основном биотит-платиноклизонными кристаллическими сланцами, реже тейсами. Одним из главных породобразующих минералов этих пород является зеленовато-бурый биотит, развивающийся по коричневому биотиту. Следовательно, главным фемическим минералом кристаллических сланцев и тейсов витимской свиты до диафтореза их был биотит. Эти выводы подтверждаются и характером процессов ультраметаморфизма. Так, если в пределах полей углепипинской свиты процесс ультраметаморфизма проявился себя, главным образом, в чарнокитизации пород, среди отложенной витимской свиты - в образовании или метасоматических таббров, митматитов и птматитов основного состава.

Состав птматитов основного состава и митматитовых прожилков амфибодовый, пироксен-амфибодовый, реже полевошпата-амфибодовый. Зачастую полевой шпат и амфибол пространственно разделены. В таких случаях краевые части жилки сложены амфибодом (или пироксеном и амфибодом), центральные части - полевошпатовым агрегатом. Мощность прожилков колеблется от нескольких миллиметров до 1-5 см. Контакты таких жил четкие или расплывчатые. Однако везде их контакты неровные: новообразованные минералы (амфибол и полевой шпат) своими гранями срезают плоскости расщепления вмещающих их кристаллических сланцев. Встречаются также обособленные таббрового состава в виде линзовидных, реже неправильных тел размером от долей сантиметра до первых десятков сантиметров. В таких обособленных тейсовидностях не наблюдается и породы являются

Массивными в отличие от сланцеватых вмещающих их кристаллических сланцев. Пегматиты основного состава секут кислые артерии. По-прежнему среди архейских образований. Они характеризируются морфологическим разнообразием, обусловленным степенью насыщенности слатом резкие, реже постепенные. По составу жильный материал отвечает граниту.

На основании петрографического изучения пород устьицинской, вилемской и октоктисской свиты выделены следующие главные парагенезисские ассоциации породобразующих минералов:

1. Литерстен - диопсид - бурая роговая обманка - андезин.
2. Литерстен - бурая роговая обманка - ладрадор - коричневато-бурая биотит.
3. Диопсид - зеленая роговая обманка - олигоклаз - кварц.
4. Сине-зеленая роговая обманка - олигоклаз - бурий биотит - кварц.
5. Зеленовато-бурий биотит - олигоклаз - кварц - калиевый полевой шпат.

Для первых парагенезиса характерны для гранулитовой фации, остальные - для амфиболитовой. Наиболее широким распространением пользуются парагенезис амфиболитовой фации. Реликты минеральных метаморфизма, отмечены во многих местах по всему разрезу вышеназванных свит. Это наличие коричневого и коричнево-бурого биотита, коричнево-бурого и зеленовато-бурого амфибола. Отмеченные реакционные взаимоотношения между такими минералами как гипер-зеленая роговая обманка, бурая роговая обманка, диопсид и вая обманка, роговая обманка и бурий биотит, коричневый биотит по сравнению с тем, что последние минералы развиваются в результате, что амфиболитовая фация является регрессивной по отношению к гранулитовой.

Архейский возраст описанных образований устанавливается на основе следующих данных:

1. Анализ минеральных парагенезисов показывает, что эти породы претерпели гранулитовую фацию метаморфизма, но оказались неустойчивыми в условиях повторно метаморфизма, связанного с раннепротерозойскими тектоническими движениями и подверглись более низкому температурным преобразованиям.

2. В региональном плане структура расоматрицаемою комплексов образуют ряд дуг, обращенных выпуклой стороной на север, в то время как для образований раннего протерозоя характерны северо-восточные простирания структур. Такие образцы, между указанными комплексами существует азимутальное несогласие.

3. С метаморфическими породами архейского комплекса соответственно и тенефически связаны реоморфические чарнокиты, отступившие на площади развития раннепротерозойских образований.

4. Описанные породы сходны с образующими серии Зверева Хребтов Степанового и Джугжугра, а также с древними образованиями, развитыми в бассейнах рек Муоклякан, Олэма и Моточа.

Возраст последних А.Ф. Озерским (1966) и другими датируется как архейский. Отнесение их к архею основано на том, что между ними и раннепротерозойскими образованиями в региональном плане наблюдается крупное структурное несогласие. Кроме того, архейские образования обладают признаками регрессивного метаморфизма гранулитовой фации. Что же касается корреляции разрезов, то одними исследователями (Фалькин, 1967) иминская свита, залегавшая в основании архея Моточинской глины сопоставляется с нижней под-свитой октоктисской свиты, другими (Смеловский, 1966 г.) - с устьицинской свитой. Авторы считают верной вторую точку зрения.

5. Абсолютный возраст пород верхней подсвиты устьицинской свиты, по данным калий-аргонового метода, равен 2730 млн. лет (табл. I, ан. 4). Другие определения абсолютного возраста пород архейского комплекса на площади листа (1210, 169, 228, 197 млн. лет, табл. I, ан. 1, 2, 3, 5) показывают, что они "омоложены" в позднепротерозойское и мезозойское время в связи с тектоническими активизацией района.

П Р О Т Е Р О З О Й

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские отложения развиты в западной части территории листа, слатая непрерывную полосу выходов, вытянутую в субмеридиальном направлении и ограниченную с востока Далаканским разломом. Они представлены терригенно-карбонатными отложениями, в составе которых выделены две свиты (снизу вверх): самокучская и бутундианская. Самокучская свита в пределах описываемой территории представлена только нижней подсвитой.

Таблица I

№ анализа	Место взятия и полевой № образца, автор коллекции	Порода	Анализируемый материал	K г/г	K ₄₀ г/г	Ar ₄₀ см ³ /г	Ar г/г	$\frac{Ar_{40}}{K_{40}}$	Возраст в млн. лет
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I	Низовье р.Окто- кит Каларский. Обр.2133/1. О.В.Сосницкий, 1965.	Амфибол- лит	Биотит	0,0460	$5,61 \cdot 10^{-6}$	$3,05 \cdot 10^{-5}$	$3,45 \cdot 10^{-8}$	0,0097	169
2	Низовье р.Окто- кит Каларский. Обр.2133/10. О.В.Сосницкий, 1965	Амфибол- плаггио- клазо- вый кри- сталли- ческий сланец	Амфибол	0,0090	$1,10 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$1,25 \cdot 10^{-8}$	0,0113	197

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3	Низовье р.Окто- кит Каларский. Обр.2133/1. О.В.Сосницкий, 1965.	Амфибол- лит	Амфибол	0,0054	$6,59 \cdot 10^{-7}$	$4,94 \cdot 10^{-4}$	$8,83 \cdot 10^{-9}$	0,0134	223
4	Низовье р.Калар. Обр.5736. И.С.Седова, 1965.	Амфибол- диопси- довая порода	Диопсид	0,000175	$2,14 \cdot 10^{-8}$	$3,98 \cdot 10^{-6}$	$7,13 \cdot 10^{-9}$	0,334	2730
5	Низовье р.Калар. Обр.5766. И.С.Седова, 1965.	Диопсид- гранато- вая по- рода	Диопсид	0,00023	$2,81 \cdot 10^{-8}$	$1,46 \cdot 10^{-6}$	$2,61 \cdot 10^{-9}$	0,0903	1210

Анализы выполнены младшим научным сотрудником ЛАГЕД АН СССР С.Яковлевой под руководством Э.К.Герлинга.

(Р₁, у₁) — слюдисто-кварцевые, олигоиловые, амфиболовые метаморфизованные песчаники, сланцы, кристаллические известняки. Развита подсытка в низовьях рек Талакан и Долуга. В структурном отношении отложения ее слелает ядро Талаканской антеклинали. От более древних образований отложения подсытки, по-видимому, отделены перерывом и несогласием, которое фиксируется несогласием ориентировки складчатых структур. Видно плохой обнаженности, а также значительного развития дизъюнктивных нарушений в пределах листа N-50-III для нижней подсытки самокучской свиты нами разрез не оос-тавлен.

На территории листа 0-50-XXXIII Н.П. Андреевны (Кабанов, 1964ф) описан следующий разрез нижней подсытки самокучской свиты в низовьях р. Тулдуць (снизу вверх):

1. Песчаники с релками линзами мощность по 10 м мелкозлачных конгломератов 150 м
 2. Песчаники с малоомощными прослоями известняков 250 "
 3. Песчаники с релками прослоями олигоиловых и амфибол-олигоиловых сланцев 400 "
 4. Песчаники с прослоями сланцев 600 "
 5. Песчаники, переслаивающиеся с кварцитами и известняками 200 "
 6. Песчаники с малоомощными прослоями известняков 250 "
 7. Песчаники с известняками и кварцитами 150 "
 8. Песчаники, кварциты и сланцы 300 "
 9. Кварцитовые песчаники и кварциты, переслаивающиеся с известняками 200 "
 10. Известняки с релками прослоями кварцитов 80-150 "
- Мощность подсытки по данному разрезу 2580-2650 м.
- В основном направлении мощность нижней подсытки самокучской свиты уменьшается в низовьях р. Тулуга (лист N-50-II), по данным Т.А. Кабанова (1964ф), составляет 1800-2000 м. В низовьях р. Талакан (лист 0-50-XXXIII) мощность этой подсытки составляет 1840 м (Фалькин, 1964ф). Цифрой 1800 м нами оценивается мощность нижней подсытки в пределах листа N-50-III.
- Удья по отдельным частям разрезов и набору пород, разрез нижней подсытки самокучской свиты, развитой в пределах листа N-50-III, сопоставим полностью с разрезом низовьев р. Тулдуць.

В пределах изученной территории наибольшим распространением среди пород нижней подсытки пользуются песчаники. Это серые и светло-серые расчленованные породы с плитчатой отделимостью. Сильно расчленованные разности приобетают облик псаммитовых сланцев. Песчаники состоят из обломочного магнезита и цементноружешей массы. Последние преобладает. В слабо перекристаллизованных разностях обломочный материал представлен овально-вытянутыми субугловатыми зернами платиноста, реже кварца. Цементноружешая масса состоит из серого криптозернистого кремнистого вещества или кварцевого агрегата и скопленый тончайших иголок олигитов. В сильно перекристаллизованных разностях (псаммитовых сланцах) главными компонентами являются (в %): роговая обманка 10-30, олигит 15-25, платиноста 20-40, кварц 30-50 и калиевый полевоы шпалт 0-10. Из акцессорных минералов отмечены апатит, эпидиот, циркон, сфен, гранат и рудный минерал.

Часть в составе нижней подсытки самокучской свиты встречается метаморфизованные алевроитовые сланцы в виде прослоев мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Сланцы серого и темно-серого цвета состоят из цементноружешей массы и обломочного материала алевроитовой размерности. Цементноружешая масса имеет до 5-10% породы и представлен кварцем. Цементноружешая масса состоит (в %) из кварца - 40, платиноста - 5, хлорита - 5, слюдинок минералов - 40 и землестых скопленый эпидиота - 1. В слабо метаморфизованных разностях из слюдинок минералов преобладает серпикит, в сильно метаморфизованных - олигит.

Кристаллические известняки в составе подсытки играют подчиненную роль, встречается по всему разрезу. Загелают они в виде выдержанных прослоев мощностью от нескольких метров до первых десятков метров. По простиранию прослеживаются до 8 км. Макроскопически это светло-серые и серые мелко- и среднезернистые массивные породы. Состоят они из изометричных зерен кальцита. Выявлен платиностазионы и амфибол-олигит-платиностазионы сланцы - темно-серые породы с плитчатой отделимостью. Состоят из амфибола (30-45%), олигита (35%), платиноста (10%), калиевого полевоы шпалта (20-25%), кварца (23%) и акцессорных минералов, представленных апатитом и рудным минералом.

Анализ распространения в разрезе и на площади главнейших парагенетических ассоциаций позволяет говорить о регионально зонном метаморфизме пород нижней подсытки самокучской свиты. Это подтверждается наличием в разных участках различных парагенетических минеральных ассоциаций, характерных для разных фаций.

На одних участках встречаются также минеральные ассоциации кварц-альбит - ополит, кварц - альбит - микроклин - бютит, характерные для фации зеленых сланцев, на других - амфибол-бютит - плагиоклаз - кварц, характерные для амфиболитовой фации. Породи амфиболитовой фации среди отложенной нижней подлинной полувисы незначительным развитием.

Б у л у н д и н с к а я с в и т а (Рт₁ 61) представлена кристаллическими известняками, развитыми в низовьях р.Талакан. Контакты их с породами нижней подлинной самокучской свиты тектонические. В пределах территории листа 0-50-XXXIII булундинская свита залегает согласно на самокучской (Фалькин, 1967 г.).

В структурном отношении образования булундинской свиты слатвадиро Талаканской синклинали, простирание которой совпадает с направлением основных структур, сложенных породами нижней подлинной самокучской свиты.

Ввиду небольшого площадного развития булундинской свиты и плохой обнаженности, разрез последней нами не составлен.

По левому берегу р.Витим ниже Сивяжской Шиверы Г.Б.Дехтерева (1963г) на территории листа 0-50-XXXII составлен следующий разрез аэток отложений (снизу вверх):

1. Мраморы с реликтами прослоями карбонат-глинистых, кварц-полевощат-ополитовых, мусковит-ополит-кварцевых сланцев и амфиболитов 650 м
2. Мраморы с прослоями кварц-ополитовых сланцев в верхях 300 "
3. Кварц-амфиболовые и полевощат-амфиболовые сланцы 220 "
4. Мраморы 480 "
5. Кварц-мусковитовые и плагиоклаз-кварц-ополитовые сланцы 180 "
6. Мраморы 200 "
7. Бютит-кварцевые сланцы с прослоями мраморов и мусковит-кварцевых сланцев 260 "
8. Мраморы 180 "

Мощность свиты по данному разрезу 2400 м.

В пределах описываемой территории булундинская свита сложена кристаллическими известняками. Доломиты и сланцы не встречены. Кристаллические известняки представляют собой светло-серые и серые мелко-средне мелко-, среднезернистые, редко крупнозернистые породы. Структура их транслативная, текстура массивная, реже слоистая. Составляют они из изометричных зерен кальцита.

В определении возраста самокучской и булундинской свит мы исходим из того, что литологические и в структурном отношении они отвечают своим стратотипам в районе кляза Самохута, где слатвадир низы Мульской серии ниже шпорозойского возраста. По данным Л.И.Савола (1964), Мульская серия залегает с крупным углом наклона на тейсовом комплексе архея Северо-Мульской глыбы и, в свою очередь, перекрывается пайдинской серией среднего протерозоя.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения района подразделяются на среднетерриториальные, верхнечетвертичные, верхнечетвертичные-современные и современные.

Среднетерриториальные отложения (Q₁₁)

Ледниковые талечники, суточные, валунники, водно-ледниковые пески с галькой и валунами. Ледниковые отложения пологорельефа отложения вытеснены на гребне нижекаларского хребта в верховьях р.Усугун. Представлены они бурными плотными супыльниками с талькой или без нее, редко валунами. Мощности этих отложений колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. Талька хорошей окатанности размером от нескольких сантиметров до 0,2 м. Форма их круглая, плитчатая, углообразная. Представлена талька дазальта-ми, лейкократовыми гранитами, гранодиоритами. По аналогии с другими районами возраст ледниковых отложений пологорельефа отложения принят как среднетерриториальный (Колесников, 1963г).

Водно-ледниковые гравийно-песчаные отложения развиты на водоразделах рек Ниж.Джигинда и Лулинга. Мощности этих отложений колеблется от нескольких метров до 15-20 м. Для этих отложений в верховьях р.Лулинга установлен следующий разрез (сверху вниз):

1. Желтый супыльник 0,2 м
2. Желтово-серая слетка песчанистая глина с гравийными обломками (до 7%) и окатанной талькой (до 20%) мелкозернистых гранитов. Размер тальки от 3 до 10 см 1,3 "
3. Мелко-, реже среднезернистый полимиктовый песок с талькой и валунами (до 80 см) хорошей окатанности, редко с неокатанными и полуокатанными глыбками. 1,4 "

Общая мощность по описанному разрезу 2,9 м.

Из этих отложений была определена пыльца кустарниковой березки - 46-74%, кустарниковой ольхи - 30-31%, сосны обыкновенной - 3-9,5%, сосны сибирской - 1,5-5,5%, а также споры колючек-ячмы - 13%. Встречены единичные зерна пыльца ели, пихты, ивы, вересковой, злаков, полины, ледецовых и разнотравья. До захлывания М.И.Лешуковой (Читинское ПТУ), данный спектр характерен для плейстоцена - фазы похолодания.

Условно к среднечетвертичным отложениям отнесены рыхлые аллювиальные отложения, приуроченные к высоким водораздельным поручкам, а также к высоким (80-100 м) террасам р.Катар. Представлены они песками, галечниками, валунами и глинами. Мощность этих отложений колеблется от нескольких сантиметров до 20-30 м. Рыхлые аллювиальные отложения высоких водораздельных поручков были встречены на водоразделах рек Катар и Коннорин (абсолютные отметки 800 м). Эти отложения представлены крупнозернистыми, плохо отсортированными кварц-полевощистовыми песками.

Аллювиальные отложения IV террасы представлены в основном валунами и редко галечниками.

Разрез аллювия у напойменной террасы р.Катар в низовьях р.Торор имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Желтовато-бурый суглинок с редкими мелкозернистыми прослойками желтовато-серого мелкозернистого песка 0,4 м
 2. Серовато-бурый мелко-, среднезернистый песок с единичной хорошо окатанной галькой размером до 1 см 1,4 "
 3. Серый, местами желтоватый средне-, крупнозернистый песок с хорошо окатанной галькой размером до 2-3 см. Количество гальки около 60% 6,8 "
 4. Крупнозернистый до гравийного песок с галькой хорошей окатанности 7,0 "
 5. Серый с желтоватым оттенком средне-, крупнозернистый песок с редкой галькой и прослойками мелкозернистого глинистого песка 1,2 "
 6. Желтовато-бурый мелко-, среднезернистый глинистый песок с хорошо окатанной галькой размером до 10 см 0,5 "
- Общая мощность по разрезу составила 17,3 м.
- Среднечетвертичный разрез этих отложений принят на том основании, что гипсометрически они залегает на том же уровне, что и среднечетвертичные вожно-ледниковые отложения верховьев р.Тулинга. Кроме того, в пробах, отобранных из рыхлых отложений

100-метровой террасы р.Катар, определен следующий спорово-пыльцевой спектр, который, по заключению М.И.Лешуковой, характерен для плейстоцена:

1. Пыльца древосины и кустарников (45,4%): *Zarix* sp. 27,5%, *Salix* sp. 3,5%, *Alnus* sp. 1,0%, *Alnus* 8,0%, *Betula* sp. 30,5%, *Betula* sec.*Kanad* 29,0%, *Pinus sibirica* 0,5%, *Pinus sibirica* - единичные зерна.

2. Пыльца трав и кустарников (42%): *Styracaceae* 80,1%, *Gramineae* 13,5%, *Rotamogeton* 3,8%, *Artemisia* 2,6%.

3. Споры (*I2,6%*): *Roludodaceae* 71,1%, *Sphaeria* 12,8%, *Sclerella sibirica* 5,5%, *S. glabrata* 10,8%.

Верхнечетвертичные отложения

Верхние слои (Q₂¹)

Ледниковые валунники, суглинки, суглинки, пески, галечники, водноледниковые пески, озёрные глины, глины, суглинки. Ледниковые отложения второго долинного оледенения представлены боковыми и конечными моренами. Боковые морены сложены валунами со следами экзарации, размером до 2 м и представлены лейкократовыми гранитами, гранодиоритами и габбро. Встречаются они в верховьях р.Ниж.Джигинда, выше современного впадения реки. Конечная морена развита в Джигиндинской депрессии у поворота широкого течения р.Ниж.Джигинда на меридиональное. Представлена морена несортированными валуно-галечными материалами.

Водно-ледниковые отложения второго долинного оледенения представлены мелко-, среднезернистыми песками, редко суглинками. Развита она по всей центральной части Джигиндинской депрессии. Эти отложения образуют вали высотой от 3 до 15-20 м и протяжённостью до 1 км.

В приобортовых частях Джигиндинской депрессии развиты озёрные отложения. Представлены они суглинками, глинами, глинами. В районе оз.Амудиса для верхов этих отложений составлен следующий разрез (сверху вниз):

1. Желтовато-бурый суглинок с пятнами и прослойками светло-серого цвета 0,30 м
2. Торф с хорошо сохранившимися растительными остатками 0,05 "

3. Желтовато-бурый суглинок 0,65 м
4. Пылеватый суглинок светло-серого цвета 1,10 "
5. Иловатый суглинок с прослойкам мощностью до 12 см торфа с неразложившимися растительными остатками 0,40 "

Общая мощность описанных отложений 2,7 м.

Отнесение ледниковых и водно-ледниковых отложений второго долинного оледенения, а также озерных отложений к Верхнечетвертинному возрасту основано на данных спорово-пыльцевого анализа. Пробы из озерных отложений района оз. Амудиса имеют следующий спорово-пыльцевой спектр:

1. Доломбидиумное место занимает пыльца кустарниковой березки (*Betula Sec. Nanae*) - 42-100%.
2. Присутствует пыльца сосны обыкновенной 12,0-22%, сосны сибирской II-13%, ольхи 5,0-42,0%, липовенницы 2,5-12,5%, ивы 2,0-2,5%, ели 0,5-5,5% и пихты - единичные зерна.
3. В группе трав и кустарниковых преобладает пыльца осок 9-56% и вересковых 2-II,5%, единично присутствует пыльца сложноцветных, лебедевых и разнотравья.

4. В группе спор преобладают споры сфагнума 20% и пыльца разнотравья 12-20%, а также встречаются единичные споры *Lusorodium clavatum*, *Selaginella radicata* Knox., *Selaginella sibirica*.

Аналогичный спектр обнаружен в пробах, взятых из водно-ледниковых отложений широтного течения р. Ниж. Джилгиды.

Условно к Верхнечетвертинным отложениям отнесены ледниковые отложения, развитые в верховьях рек Умун, Бугуна и Тостур. Представлены они конечной мореной, развитой в устьевой части кара. Сложена морена неотсортированным материалом, состоящим из бурого суглинка (40%), полимиктового разнороднистого песка (20%) и глинками со щебенкой (20%). Глины размером до I м почти неокатенные. Представлены они миклитами и лейкокраевыми средизервинными гранитами. По-видимому, каровое оледенение пылевато-шапшиным этапом второго долинного оледенения.

Отложения нерасчлененные

Алдувиальные галечники, пески, супеси, суглинки, глины. Развиты в бассейне рек Витим, Калар и Октокт. К образованным этого возраста огне-

оены рыхлые отложения, сложенные II, III и IV террасы вышеперечисленных рек. Мощность их определяется в пределах 10-40 м.

Для рыхлых отложений II надпойменной террасы р. Витим составлен следующий разрез (сверху вниз):

1. Мелко-, среднезернистый кварц-полевошпатовый песок 1,75 м
2. Средне-, крупнозернистый кварц-полевошпатовый песок с галькой до 5-10 см (15-20%) 1,55 "
3. Гравий с травяным песком 0,35 "

Мощность рыхлых отложений по разрезу - 3,65 м. Отнесение вышеописанных аллювиальных отложений к верхне-четвертинным основано на том, что они залегают типологически ниже среднечетвертинных отложений и перекрываются современными.

Верхнечетвертинные - современные отложения (Q_{III-IV})

Пески, галечники, супеси, глины, суглинки, щебенистые суглинки, валунно-галечные отложения. Представлены они пролювиальными, коллювиальными, делювиальными и аллювиальными гнетическими типами. Последние слоятся рыхлые отложения I надпойменной террасы и представлены галечниками и валунами в нижних частях разрезов (русловой фация) и песчано-глинистым материалом в средине и верхней частях (пойменная фация). Указанные отложения развиты в центральных частях Джилгидинской депрессии, а также в долинах рек Талакан, Тулингга и Долуга. Проллювиальные, коллювиальные и делювиальные отложения развиты в приобортовых частях Джилгидинской депрессии, где слоятся предгорные шлейфы. Сложены они плохо окатанным глинным материалом, перемешанным с супесью и суглинком. Мощность этих отложений колеблется в пределах 80-100 м. Данные отложения своими нижними горизонтами заходят наверхнечетвертинные отложения, а верхними - перекрывают их.

Современные отложения (Q_{IY})

Галечники, пески, суглинки, глины, супеси. Современные отложения развиты повсеместно и пред-

связаны следующими тектическими типами: эфвизальными, деловизальными, проливизальными и алдвизальными. Среди последних выделяются поименные и русловые. Часто наблюдаются смешанные отложения: деловизально-эфвизальные, эфвизально-деловизальные, деловизально-проливизальные и др.

Эфвизальные образуются в развитии на выровненных участках водразделов и хрестов. Представлен эфвиз глибами, шеденкой и шедов. Мощность эфвиза незначительная и варьирует от нескольких сантиметров до 2 м.

Деловизальные отложения развиты на склонах водразделов. Представлены они шедом, педком, сутлинком. Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 10 м.

Проловизальные отложения представлены конгусами выноса, развитыми в устьевых частях разделков. Сложены они грубообломочным, плохо окатанным материалом, перемешанным с супесью и суглинком. Мощность их колеблется от одного до нескольких метров. Наибольшей мощности они достигают по окраинам Джиндинской депрессии.

Алдривизальные отложения широко развиты в долинах рек. Представлены они глеучником, травником, педками различной крупности, глинами, супесью и суглинками. Мощность отложенных колеблется в пределах 1-5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах исследованной территории интрузивные образования распространены очень широко и выходы их отмечаются на большей части площади. В послеположительности формирования они разделены на архейские, раннепротерозойские, позднепротерозойские, раннепалеозойские и раннемезозойские образования.

Архейские интрузивные ультрамафиты и щелочные базальты

Эти образования по структурному соотношению с вмещающими

породами архей разделены на доортогенные амфиболиты, синортогенные гранито-гнейсы и позднеортогенные гнейсовидные гиперстеновые гранитоиды, гранодиориты и граниты.

Амфиболиты (см. А) развиты в восточной части территории и приурочены к выходам октокинского свита архейского возраста. Они складываются протяженные (до 7-9 км) согласные пластовые тела непостоянной мощности (от нескольких метров до 500 м), образующие с вмещающими породами единые структуры. Внутреннее строение тел характеризуется трубоподобными, нередко беспорядочными чередованиями прослоев и линзовидных шпиров гнейсовидных и массивных разновидностей амфиболитов пятнистой и однотонной зеленой и темно-зеленой окраски. Порода обладает кристаллообластчатой структурой с реликтами первичной призматическозернистой. Составляют они из плагиоклаза (андезина № 35-40) от 15 до 35%, биотита до 5% и моноклинного пироксена (ипопсида) до 5-7%, замещающего зеленой розовой обманкой. Количество последней составляет 50-55%. Акцессорные минералы представлены офеомом и рудными минералами. По химическому составу амфиболиты относятся к меланократовым, бедным щелочами, насыщенным SiO_2 породам нормального ряда и приближаются к базальтовому нобилиту по Р. Дали (см. табл. 2, ан. 1).

Соотношения амфиболитов с архейскими стратифицированными образованиями позволяют связывать их формирование с доортогенным этапом архейской складчатости.

Транзитивные (1, А) установлены на левобережье р. Джугу и юго-западнее р. Балгазек. Площади выходов их не превышают 4-6 км². Гранито-гнейсы образуют согласные непрерывные пластовые тела, а также мелкие пологие и секущие инвазии в кристаллических сланцах и гнейсах устьинской и винькинской свит, реже - небольшие кенолиты в раннепротерозойских гранитоидах. Ориентировка тел гранито-гнейсов согласная с простроением вмещающих пород.

Контакты тел гранито-гнейсов извилистые, обычно резкие, реже расчлененные. Нередко гранито-гнейсы вместе с вмещающими породами смиты в мелкие складки. При этом наблюдаются во внутренних строениях тел гранито-гнейсов пологое чередование разновидностей различного облика совпадает с пологостью вмещающих пород. В коордирующих инвазиях ориентировка текстурных элементов параллельна контакту и не согласуется с кристаллизационной последовательностью кристаллических сланцев. Наиболее крупные тела гранито-гнейсов окружены широкой зоной микстизированных пород.

Гранито-гнейсы - светло-серые и голубовато-серые в основном мелко- и среднезернистые породы с отчетливой ориентированной текстурой, подчеркнутой линейным расположением удлиненных зерен

кварца с характерной голубоватой окраской. Структура пород тронклястическая и бласотгранитовая. Состав гранито-гнейсов (в %): кварц 25-30, плагиоклаз (альбит-олигоклаз и кислый олигоклаз) 30-45, нерешетчатый перлитовый калиевый полевой шпат 25-30, биотит I-4, акцессорные минералы: апатит, ортит, циркон и рудный минерал. Вторичные минералы: серпентин и хлорит.

Формирование гранито-гнейсов произошло в условиях ультраметаморфизма путем селективного плавления пород на месте. Перемена мобильного материала привело к образованию секущих линзекций. Тесная связь гранито-гнейсов с архейскими метаморфическими образованиями, согласная с ними плагиообразная форма тел, а также совместное участие их в складчатости свидетельствуют о синоротном характере гранито-гнейсов и их архейском возрасте.

Гнейсовидные гиперстеновые гранитоидные ультраосиениты (T_2A), гранодиориты (T_2DA) и граниты (T_2A) образуют разобщенные массивы и небольшие тела, форма которых только в общих чертах соотносится с направлением основных архейских складчатых структур.

Гнейсовидные гиперстеновые гранитоидные ультраосиениты и гранодиориты установлены на водоразделе рек Такима и Талакан, где слатиты Такиминский массив, площадь которого составляет около 100 км². Гнейсовидные граниты слатиты Тулинский массив в верховьях р. Туланта, занимающий площадь около 30 км², а также образуют ряд мелких тел в верховьях р. Постур. Такиминский массив имеет неправильную форму, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. С севера и юго-запада он ограничен крупными тектоническими нарушениями. Тулинский массив более изометричен в плане, слабо вытянут в северо-восточном направлении и с юго-востока имеет тектонический контакт с вмещающими породами архея. Морфология мелких тел гнейсовидных гранитов в верховьях р. Постур сложная, неправильная, линзовидно-бласотобразная. Контакты массивов и мелких тел с вмещающими породами архея извилистые, обычно несогласные. Они чаще всего имеют распылчатый и только иногда довольно четкий характер. Внутреннее строение обоих этих массивов сложное и неоднородное.

Гиперстеновые гранитоидные ультраосиениты Такиминского массива, а также гнейсовидные граниты Тулинского массива и мелких тел характеризуются непостоянным соотношением минерального состава, в результате чего в строении тел наблюдается подогсатое и подогсатно-беспопсатное чередование пород различного обли-

ка. Характерной особенностью массивов является наличие в них многочисленных реликтов вмещающих пород архея в виде теней, расплывчатых сквализоподобных образований, реже - углеватых с резкими границами кеонолитов. Пооско-параллельные текстуры гранитоидных, гранодиоритов и гранитов почти всегда сочетаются с кристаллизационной изменчивостью вмещающих пород. Лишь иногда в углеватых кеонолитах пород архея наблюдаются секущие прожилки с неовываленным структурным элементом. Переход от вмещающих пород архея в гранитоидные, гранодиориты и граниты постепенный. Так, например, при переходе от кристаллических сланцев и гнейсов вычлсской связи к гранитоидным в Такиминском массиве размерность зерен породобразующих минералов увеличивается, породы становятся трудногнейсовидными и местами почти массивными, заметно увеличивается содержание калиевого полевого шпата и амфибола, повышается пироксен. При этом темпоцветные минералы преобразуют четкие кристаллографические очертания.

Гнейсовидные гиперстеновые гранитоидные ультраосиениты и гранодиориты - среднезернистые породы с характерной желтовато-к буровато-серой окраской и преобладающе-линовидным распределением темпоцветных минералов. Структура их аллотриоморфнозернистая и бласоткакалястическая. Наиболее распространены составы гранитоидных (в %): кварц 10-12, плагиоклаз (олигоклаз № 26 - андезин № 37, редко № 46) 30-35, нерешетчатый калиевый полевой шпат и калишпат-тертит 35-40, гипосит, гиперстен, роговая обманка, биотит 10-18% и акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный минерал, офеи. В центральном части Такиминского массива наблюдаются отклонения от приведенного состава гранитоидных и гранодиоритов с повышенной щелочностью. Это лейкократовые разновидности кварца до 20-25%, с более высоким соотношением плагиоклаза и калиевого полевого шпата и с более высоким составом плагиоклаза. В юго-восточном эндоконтакте Такиминского массива наблюдаются отклонения в сторону метанократовых разновидностей гранодиоритов. Переходы между отмеченными разновидностями очень постепенны и слабоуловимы.

Для всех разновидностей гиперстеновых гранитоидных и ультраосиенитов характерен интенсивно проявленный калиево-кремнистый метасоматоз, приводящий к росту крупных самостоятельных зерен калиевого полевого шпата и кварца. Кроме того, гиперстен часто замещается диопсидом, а последний, в свою очередь, роговой обманкой и биотитом. Биотит развивается по роговой обманке и нередко замещается мусковитом, гидрослюдами и хлоритом.

По химическому составу тшперстеновые граносениты являются лейкократовыми породами нормального ряда, насыщенными SiO_2 и умеренно богатыми щелочами, и приближаются к среднему типу щелочноземельного сенита по Р.Дэли (см. табл. 2, ан. 2). Более меланократовые, перошщенные SiO_2 тшперстеновые гранодиориты отличаются среднему составу гранодиорита, отличаются повышенным содержанием щелочей (см. табл. 2, ан. 3).

Тшперстеновые граниты - средне-крупнозернистые серые плотные породы с ориентированной текстурой. Для них характерен мелко-средний полевой шпат и овальные или вытянутые зерна толудовато-серого кварца. Структура их двастокатактастическая с участками гранобластовой и гранитовой. Состав тшперстеновые граниты из кварца 20-30%, плагиоклаза (олгоклаз № 24) до 35%, нерешетчатого калиевого полевого шпата и калишпат-гергита до 30-35%, биотита до 7%, акцессорных минералов: апатита, циркона, рутилового минерала, сфена. Нередко наблюдается широкое развитие антитеритов. В разностях насыщенных оксидными основными сланцев содержание кварца не превышает 10-15%.

Такие граниты по химическому составу являются породами нормального ряда, слабо перошщенными SiO_2 и богатыми щелочами, приближающимися к нормативу, по Р.Дэли (см. табл. 2, ан. 4, 5).

Приуроченность тшперстеновых граносенитов, гранодиоритов и тшперстеновых гранитов Таксиминского и Тулинского массивов к поздним развития архейских осадочно-метаморфических образований, тесная связь их с последними при общности внутреннего строения массивов указывает на единство происхождения этих пород. Описанные породы образовались на месте в результате реоморфизма при ведущей роли метасоматической гранитизации и чарнокитизации архейских кристаллических пород. Об этом свидетельствуют постепенные переходы между вмещающими породами и тшперстеновыми тшперстеновыми граносенитами, гранодиоритами и тшперстеновыми гранитами, геневые окислительноосадочные включения и совпадение структурных элементов в них, а также широко проявленный калиево-кремнистый метасоматоз. Типичная чарнокитовая минеральная ассоциация (пертитовый калиевый полевой шпат, олигоклаз, андезин, тшперстен и апатит), характерная для пород Таксиминского массива, могла возникнуть только в условиях гранулитовой фазы метаморфизма при калиево-кремнистом метасоматозе по тшперстеносодержащим породам архей. В образовании тшперстеновых гранитов Тулинского массива процесс метасоматической гранитизации проявился гораздо интенсивнее по почти полному выносу магнетитно-железистых ком-

понентов. Наличие в Таксиминском массиве типичных ксенолитов вмещающих пород с резкими контактами указывает на то, что частично граносениты и гранодиориты образовались в результате выщелачивания и перемещения мобильного материала. Разнообразные и изменчивость состава описанных тшперстеновых тшперстеновых граносенитов и гранодиоритов и тшперстеновых гранитов обусловлены, по-видимому, как неоднородностью состава пород, по которым они возникли, так и различной интенсивностью процессов метасоматической преобразования.

Время формирования чарнокитов и тшперстеновых гранитов, вероятно, связано с позднеортогенным этапом архейской складчатости, сопровождавшимся региональным метаморфизмом в гранулитовой фазе.

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и е и н т р у з и в н н е и у л ь т р а м е т а м о р ф и ч е с к и е о б р а з о в а н и я

Становой комплекс

Среди раннепротерозойских интрузивных и ультраметаморфических образований станового комплекса выделены соответственно интрузивные образования - таборо- и таборо-амфиболиты и гранитоиды интрузивного и ультраметаморфического происхождения. В формировании гранитоидов выделяется три этапа. В первый этап образования тшперстеновых биотитовых гранитов и тшперстеновых гранитов, граносенитов и сенитов-диоритов, во второй - массивные и тшперстеновые биотитовые и лейкократовые граниты, граносениты, в третий - лейкократовые граниты.

Т а б о р о и т а б о р о - а м ф и б о л и т н (V^РТ¹) слатистые мелкие тела и пластинчатые залежи в породах архей, а также ксенолиты в раннепротерозойских гранитоидах. Выходы их отмечены в левом борту р.Октокит, в присутствии части р.Бугарикта, в районе устья р.Джегу, в верховьях р.Бугарикта и в других местах. Площадь выходов таборо и таборо-амфиболитов не превышает 1-1,5 км². В магнитном поле наиболее крупное тело табороидов в левом борту р.Октокит вызывает четкую аномалию интенсивности до 1250 гамм. Контакты тел табороидов с породами архей всегда четкие прямые или слабо волнистые, косые и крутосекущие пологостатые вмещающих пород. В узкой приконтактовой полосе (до 30 м) кристаллические сланцы и тшперстен архейского возраста замет-

но обогащены роговой обманкой. Ксенолиты габброидов имеют неправильную слабо вытянутую форму и извилистые контакты. Краевые части ксенолитов, как правило, гранитизированы.

Габбро и габбро-амфиболиты — породы зеленой и темно-зеленой окраски, массивной текстуры, средне- и крупнозернистого сложения. Слабо пологосчатые и более мелкозернистые разновидности отмечаются в ксенолитах. Характерной особенностью пород является повсеместно и неравномерно проявленная амфиболитизация, в результате чего габбро с габбро-амфиболитами связаны постепенными переходами. Почти все габброиды гидратизированы.

Габбро обогащено габбро-офитовой структурой с элементами пойкилитовой и состоит из платноклаза (андезина № 40 или лабрадора № 50) — 20-35%, моноклинного пироксена (диопсида) — 25-30%, зеленой роговой обманки до 30%, биотита до 10%. Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным минералом, апатитом и ортитом. По площади развивается зеленая роговая обманка, последняя замещается биотитом. В наименее измененных участках присутствуют оливин до 10%. Вторичные изменения проявлены в серицитизации и карбонатизации платноклаза и хлоритизации биотита. По химическому составу габбро является меланократовыми породами нормального ряда, ненасыщенными SiO_2 и бедными щелочами, и при сравнении со средними составами пород по Р. Дэйли приближаются к турбинелиту (см. табл. 2, ан. 6).

Габбро-амфиболиты отличаются от описанных габбро очень значительным соотношением минерального состава, трансобластевой, терробластовой структурой, среднезернистым сложением и преобладанием в меланократовой части пород обильной роговой обманки с осветленными реакционными каемками. Платноклаз представлен сильно измененным андезином № 33, реже основным олигоклазом. Нередко в породах наблюдается обильное развитие карбонатов и повышенное содержание рудного минерала (до 7%), а также кусчатые агрегаты биотита по роговой обманке. По данным химических анализов (см. табл. 2, ан. 7), габбро-амфиболиты являются породами нормального ряда, ненасыщенными SiO_2 , толомеланократовыми. Отличаются они от химического состава турбинелита по Р. Дэйли высоким содержанием окиси магния.

Раннепротерозойский возраст описанных габбро- и габбро-амфиболитов определяется тем, что они прорывают гнейсы и кристаллические сланцы архейского возраста и находят в виде ксенолитов в раннепротерозойских гранитоидах.

Гнейсовидные биотитовые граниты и гнейсо-граниты ($1^{1}Pt_{1}^{1}t$), гравандиты ($1^{1}Pt_{1}^{1}t$), гравандиты ($1^{1}Pt_{1}^{1}t$), гравандиты ($1^{1}Pt_{1}^{1}t$), гравандиты ($1^{1}Pt_{1}^{1}t$) первого этапа широко развиты в пределах Нижнекаларского бассейна, где они, локализуясь в основном в эпиконтактах, слатах краевую структурную фацию, реже ксенолиты в гранитах второго и третьего этапов. Кроме того, они образуют ряд небольших массивов и пластообразных залежей в гнейсах и кристаллических сланцах витимской свиты в верховьях р. Октоки и у северной границы территории листа. Между гнейсовидными гранитами и гранитоидами, а также между гранодиоритами и граносиенитами всецело наблюдается постепенные переходы. Взаимоотношения гранитоидов первого этапа со стратифицированными образованными архей характеризируются постепенными переходами, реже интрузивными контактами. Рудные контакты наблюдаются на левобережье р. Умун и в бассейне р. Черемная, где граносиениты и гнейсовидные граниты содержат ксенолиты кристаллических сланцев устципинской и витимской свиты. Между вмещающими породами архей и гранитоидами первого этапа также устанавливаются постепенные переходы. При этом переход от гнейсовидных гранитов и гнейсо-гранитов во вмещающие породы — плинчатый диорит и гнейсо-гранитов и артертоподонных магматов и скиагитоподонных включений. Переход между метаморфическими породами и порфиробластовыми гранодиоритами и граносиенитами осуществляется через порфиробластовые кристаллические сланцы. При этом линейные текстуры гранитоидов вторично структурные элементы вмещающих пород.

Гнейсовидные биотитовые граниты и гнейсо-граниты — светлые серые с желтоватым или розоватым оттенком средине-, средине-крупнозернистые породы с четко выраженной ориентированной текстурой. Средине-крупнозернистые разновидности гнейсовидных гранитов содержат нередко порфиробласты размером до 0,5-1 см розового полевого шпата, включение по гнейсовидности. Структура гранитов обласованная, богатая по гнейсовидности. Состав их неоснованный товак, гнейсо-гранитов — гранобластовая. Состав их неоснованный (в %): кварц 20-30, платноклаз (олигоклаз № 20-22) 30-45, не-решетчатый калиевый полевой шпат и слабо решетчатый микроклин 30-45, биотит 3-6, акцессорные минералы: сфен, апатит, рутил, циркон и рудный минерал. Калиевый метасоматоз проявлен широко и часто приводит к почти полному замещению платноклаза калиевым полевым шпатом. Вторичные процессы проявлены в серицитизации и мусковитизации платноклаза, пегматизации калиевого полевого шпата и хлоритизации биотита.

По химическому составу тейсовские граниты и тейсо-граниты являются породами нормального ряда, пересыщенными SiO_2 и богатыми щелочами. Тейсовские граниты приближаются к щелочному граниту, по Р.Дэли (см. табл. 2, ан. 8), тейсо-граниты — к щелочновоземельному граниту (ан. 9). Умеренно богатые щелочами разности тейсовицких гранитов отвечают докембрийскому граниту Швеции (ан. 10).

Трансоиниты — серые, среднезернистые, тейсовицкие, редко массивные породы с типичнофюльфовозернистой, трансобластовой и нередко порфиробластовой структурой. Состав (в %): кварц 12-30, плагиоклаз (средний олигоклаз) 35-40, калишпат-тертит 30-35, биотит 8-10, роговая обманка до 5, акцессорные минералы: апатит, сфен, рудный минерал. Вторичные процессы проявлены в серицитизации плагиоклаза и незначительной пегматизации калиевого полевого шпата.

Трансоиниты — зеленовато-серые и розовато-лиловые равно-мернозернистые и крупнозернистые породы тейсовицкого, реже массивного облика. Структура их типичноморфнозернистая и порфиробластовая. Минеральный состав (в %): кварц 8-12, плагиоклаз (олигоклаз № 23, реже кислый андезин) 30-40, нерешечатый калиевый полевой шпат и калишпат-тертит 32-45, липоцит 5, роговая обманка 10-12, биотит 3-5, акцессорные минералы: сфен (иногда до 2%), апатит, циркон, рудный минерал. Повсеместно наблюдается замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Роговая обманка замещается уралитом и биотитом, иногда содержит в виде включений рудный минерал и апатит.

По химическому составу трансоиниты — лейкократовые породы нормального ряда, насыщенные, реже слегка недоиспещенные SiO_2 богатые щелочами, и приближаются к среднему типу щелочного сиенита (см. табл. 2, ан. 11, 12, 13), а слегка пересыщенные SiO_2 — к среднему типу щелочновоземельного сиенита (ан. 14).

Сиенито-диориты эндоконтактов внешне мало отличаются от описанных трансоинитов, обладают мондициповой структурой и характеризуются несколькими линиями соотношения минерального состава (в %): кварц 0-3, плагиоклаз (андезин) 45-50, нерешечатый калиевый полевой шпат 25-30, биотит 5-8, роговая обманка 8-10. Характерны крупные ромбические кристаллы сфена. По петрохимическим характеристикам сиенито-диориты являются лейкократовыми породами нормального ряда, слегка недоиспещенными SiO_2 и богатыми щелочами, и при сравнении со средними составами пород по Р.Дэли приближаются к мондиципам (табл. 2, ан. 15, 16, 17).

Массивные и тейсовские граниты и лейкократовые и биотитовые граниты (${}^2Rf_{-1}t'$) и трансоиниты (${}^1t_2Rf_{-1}t'$) имеют преобладающее развитие среди гранитоидов второго этапа и слагают ценную гранитную и што-валяную части Нижнекабарского багюлита, Кадакчанский массив и ряд мелких штоков. Трансоиниты отмечены в Кадакчанском массиве и што-восточной части Нижнекабарского багюлита. Форма тел гранитов второго этапа, в отличие от гранитоидов первого этапа, космогична в плане, контакты их с породами архей четко развешены, редко поstepенные. Для экзоконтактов характерна фельдшпатизация и мигматизация пород архей, развивающаяся в сравнительно широкой полосе (от 300 м до 1,5-2 км).

Граниты второго этапа характеризуются изменчивостью петрохимического состава и структурно-текстурных особенностей. Это преимущественно массивные средне-крупнозернистые и крупнозернистые породы желтовато- и розовато-серого цвета с четкой, реже слабо выраженной порфиробластной и порфиробластовой структурой. Порфиробласты выделены и порфиробласты размером от 0,5 до 1,5 см составляют иногда до 40% породы. Структура основной массы гранитовая. Тейсовицкие разности гранитов встречаются лишь на отдельных участках эндоконтактов, где, кроме того, граниты имеют более мелкозернистое сложение со слабо выраженной порфиробластностью и содержат биотита до 10%. Состав (в %) граниты из кварца — 25-35, плагиоклаза (альбит-олигоклаза и олигоклаза № 20-25) — 20-25, нерешечатого калиевого полевого шпата и микроклина — 40-45, биотита — обычно 5, в биотитовых разностях до 10, акцессорных минералов: сфена, циркона, апатита, рудного минерала. В результате интенсивного замещения калиевым полевым шпатом зерна плагиоклаза заключены часто в последний и имеют неправильную форму. В разностях насыщенных окислителями кристаллических сиенцев содержание (в %) кварца не превышает — 10, плагиоклаза — 40, калиевого полевого шпата — 40-45, биотита — 5-10. По химическому составу граниты второго этапа относятся к лейкократовым породам нормального ряда и пересыщенными SiO_2 . Отвечают они щелочному граниту по Р.Дэли (см. табл. 2, ан. 19), отклоняясь к лейкократовому сиениту (ан. 18, 20, 21, 22, 23, 24).

Трансоиниты — серые и зеленовато-серые среднезернистые породы массивного и тейсовицкого облика с типичноморфнозернистой и трансобластовой структурой. Состав трансоинитов (в %): кварц 10-30, плагиоклаз (олигоклаз № 22-25) 20, калишпат-тертит 36-40, биотит 5-10, роговая обманка 5-8, акцессорные минералы: сфен, циркон и рудный минерал. По химическому составу трансоиниты

Компоненты	Архейские интрузивные и ультра-метаморфические образования				Раннепротерозойские			
	t _{сд}				v _{Рt, v_t}			
	1242	1424	1766	1713	2133/30	2131/15	2501	
SiO ₂	43,80	59,58	65,04	63,30	65,74	43,25	45,96	72,00
TiO ₂	2,30	0,78	0,60	0,45	0,65	1,30	0,58	0,15
Al ₂ O ₃	15,17	16,10	13,80	17,80	17,04	11,74	8,50	13,52
Fe ₂ O ₃	3,92	1,26	1,42	1,64	1,64	5,91	4,56	0,30
FeO	8,00	4,45	4,02	2,16	2,59	10,20	7,90	1,93
MnO	0,08	0,06	0,06	0,04	0,06	0,14	0,15	0,03
MgO	9,50	2,63	1,81	1,27	1,03	12,26	21,73	0,51
CaO	10,06	5,75	4,92	3,33	2,49	9,58	5,10	1,20
K ₂ O	2,05	4,10	3,60	5,00	4,20	1,80	1,50	4,00
Na ₂ O	2,80	3,80	3,50	3,84	4,28	1,72	2,00	5,40
P ₂ O ₅	0,09	0,28	0,18	0,11	0,09	0,08	0,10	0,11
П.т.п.	1,78	0,94	1,13	0,76	0,46	1,75	2,11	0,31
Сумма	99,55	99,73	100,07	99,70	100,27	99,73	100,2	99,46

Числовые характеристики

Компоненты	Интрузивные и ультраметаморфические образования																
	t _{сд}																
	1684	4232	2189	2198	1557	3619	1192a	1192/1	2043								
SiO ₂	70,05	71,92	60,38	59,72	69,66	61,12	59,42	56,50	57,38								
TiO ₂	0,15	0,24	0,83	0,70	0,85	0,45	0,70	0,95	0,70								
Al ₂ O ₃	15,1	14,67	15,28	16,49	16,49	15,95	16,49	16,47	19,44								
Fe ₂ O ₃	1,02	0,84	2,17	2,24	1,60	1,38	2,25	1,64	2,36								
FeO	1,26	1,29	3,30	2,80	2,94	3,37	3,37	4,88	2,80								
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,08	0,05	0,09	0,06								
MgO	0,52	0,45	2,81	2,93	2,03	5,02	2,65	2,71	1,79								
CaO	1,22	1,86	4,10	3,68	4,38	4,47	3,68	5,59	3,66								
K ₂ O	4,98	4,53	4,90	5,60	6,10	3,70	5,30	5,00	5,00								
Na ₂ O	4,62	3,62	5,15	5,30	5,00	3,60	5,60	4,40	5,70								
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,51	0,48	0,50	0,25	0,50	0,50	0,20								
П.т.п.	0,43	0,12	0,38	0,30	0,05	0,56	0,20	1,07	0,31								
Сумма	99,42	99,65	99,84	100,27	99,63	99,95	100,21	99,8	99,39								

по А.Н. Заваркину

Компоненты	Раннепротерозойские интрузивные и ультрамагматические												образование		Позднепротерозойские интрузии				Раннепалеозойские интрузии					
	1 ₂ Pt ₁ v ^t						1 ₂ Pt ₁ v ^t						1 ₃ Pt ₁ v ^t		1 ₃ Pt ₁ v ^t		1 ₂ Pt ₂ v ^t		1 ₂ Pt ₂ v ^t		1 ₁ Pz ₁ v ^t		1 ₁ Pz ₁ v ^t	
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	
SiO ₂	68,24	70,92	67,94	64,32	67,80	68,68	65,10	51,70	72,97	70,42	71,58	71,07	72,32	69,16	47,63	72,90	70,84	74,40	73,85	68,44	50,96			
TiO ₂	0,58	0,35	0,42	0,52	0,30	0,40	0,67	0,87	0,13	0,35	0,20	0,23	0,21	0,35	0,97	-	0,16	0,10	0,05	0,48	1,35			
Al ₂ O ₃	16,02	14,40	15,08	16,63	15,08	15,50	16,05	20,00	14,10	14,65	14,22	13,91	13,30	14,65	16,08	14,42	14,62	13,10	14,19	14,20	16,19			
Fe ₂ O ₃	1,37	0,96	1,62	1,40	1,39	0,15	1,86	4,62	0,57	1,34	0,79	1,05	0,64	0,94	4,22	0,18	1,53	0,38	0,22	1,05	3,07			
FeO	1,67	1,50	1,50	2,04	1,43	2,73	2,12	4,81	1,29	1,51	1,65	1,83	1,83	1,87	6,43	1,15	1,94	1,35	0,89	2,58	4,95			
MnO	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,08			
MgO	0,75	0,50	0,71	0,95	0,43	0,68	1,27	3,26	0,44	0,84	0,84	0,96	0,35	1,00	6,45	0,34	0,83	0,37	0,30	1,45	3,17			
CaO	1,58	1,41	1,58	2,27	1,42	1,66	2,60	6,76	0,91	1,55	1,33	1,41	1,15	1,61	12,31	1,69	1,64	0,88	1,40	2,90	6,14			
Na ₂ O	5,00	4,03	4,55	5,00	6,30	5,00	4,75	4,70	4,13	4,40	4,20	4,20	3,98	4,20	2,65	6,45	5,00	4,55	5,05	4,00	4,70			
K ₂ O	5,00	4,95	5,50	5,80	5,90	4,52	4,22	2,48	5,82	5,00	5,00	5,00	4,88	5,88	1,32	2,90	3,80	4,55	4,15	4,60	3,48			
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,23	0,24	0,12	0,06	0,17	0,20	0,06	0,08	0,03	0,05	0,20	0,11	0,19	0,02	0,06	0,09	0,02	0,10	1,44			
Л.п.п.	-	0,40	0,30	0,25	-	0,22	0,74	0,38	0,11	0,20	0,20	0,07	0,78	0,26	0,82	0,30	0,03	0,18	0,22	0,24	3,68			
Сумма	99,67	99,57	99,46	99,46	100,20	99,66	99,61	99,85	100,56	100,38	100,07	99,82	99,71	100,07	99,13	100,37	100,48	99,90	100,36	100,07	99,21			
Числовые характеристики																								
a	17,8	15,8	17,7	19,4	19,7	17,3	16,6	14,6	16,8	16,4	16,0	16,0	15,5	17,3	7,9	17,6	15,0	15,9	16,4	15,1	16,3			
b	0,9	1,5	1,1	1,4	2,3	1,5	2,4	6,7	0,7	1,3	1,2	1,0	0,9	0,9	7,0	0,4	1,4	0,3	0,9	1,7	3,2			
c	5,3	3,2	4,7	6,0	2,7	4,3	6,4	16,6	2,8	4,4	3,9	4,7	3,3	5,2	29,2	3,2	4,9	2,9	2,2	7,4	18,0			
d	76,0	79,5	76,5	73,2	75,3	76,9	74,6	62,1	79,7	77,9	78,9	78,3	80,3	76,6	55,9	76,8	77,7	80,9	80,5	75,8	62,5			
e	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
f	55,7	70,2	58,6	51,6	10,0	63,1	56,4	54,0	59,6	66,7	55,0	52,8	68,0	48,1	33,8	36,0	62,2	54,5	42,4	43,8	43,2			
g	24,0	25,5	24,3	25,9	27,5	26,1	33,0	34,8	26,2	31,3	35,0	33,3	18,0	31,6	38,1	16,0	28,4	20,5	21,2	32,1	31,2			
h	20,3	4,3	17,1	22,5	62,5	10,8	10,6	11,2	14,2	12,0	10,0	13,9	14,0	20,3	28,1	48,0	9,4	25,0	36,4	24,1	25,6			
i	60,4	55,5	56,0	56,6	57,4	62,8	63,3	74,1	51,7	67,2	56,2	56,2	55,3	51,9	75,4	77,0	66,9	60,2	64,7	57,0	67,2			
j	21,5	25,5	28,5	20,2	0	1,1	24,5	25,0	16,6	25,4	16,7	17,9	16,0	15,2	12,4	4,0	25,6	13,6	6,1	11,6	15,2			
k	0,7	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,8	1,2	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	0,4	1,5	0	0,2	0,1	0,1	0,5	2,0			
l	15,5	25,9	16,5	6,2	8,9	17,7	13,6	11,7	25,1	21,7	24,6	23,6	28,7	17,7	11,0	22,0	22,0	29,7	27,3	19,7	10,8			
m	19,8	10,5	16,1	13,9	8,6	11,5	6,9	2,2	24,0	12,6	13,3	16,0	17,2	19,2	1,1	44,0	11,4	53,0	18,2	8,9	5,1			

Примечание к табл. 2.

1 - амфиолит, правый берег р. Капкачан; 2 - граносениит, водораздел рек Талакан и Таксима; 3 - трансокорит, там же; 4, 5 - гранит, верховья р. Тостур; 6 - габбро, левобережье р. Октоки; 7 - габбро-амфиболит, там же; 8 - гранит, левый берег р. Калар выше устья р. Бугуна; 9 - гнейсо-гранит, правый берег р. Октоки; 10 - гранит, правый берег р. Калар выше устья р. Бугуна; 11, 12 - граносениит, водораздел рек Амгуннакта и Валазек; 13 - то же, левый берег р. Усмун; 14 - то же, водораздел рек Усмун и Ниж. Джидица; 15, 16 - сениито-диорит, устье р. Калар; 17 - то же, левый берег р. Бугуна; 18 - сениит, устье р. Калар; 19 - гранит, верховья р. Джеду; 20 - сениит, левый берег р. Джеду; 21 - то же, водораздел рек Джеду и Усмун; 22 - то же, правый берег р. Валазек; 23 - то же, левый берег р. Верх. Капкачан; 24 - то же, водораздел р. Тостур и руч. Макарын; 25 - граносениит, левый берег р. Капкачан; 26 - то же, верховья р. Бугуна; 27 - гранит, правый берег р. Бугуна; 28 - то же, верховья р. Бугуна; 29 - то же, водораздел рек Бугуна и Ниж. Джидица; 30 - то же, водораздел рек Джеду и Бугуна; 31 - сениит, верховья р. Бугуна; 32 - габбро, правый берег р. Талакан; 33 - гранит, левый берег р. Джеду; 34, 35 - то же, левый берег р. Талакан; 35 - то же, правый берег р. Таксима; 36 - то же, правый берег р. Тушипта; 37 - то же, правый берег р. Талакан; 38 - лампрофир, правый берег р. Калар выше устья р. Октоки.

Анализ выполнен в химической лаборатории Читтинского ГТУ.

нити - лейкократовые породы нормального ряда, слетка несовершенные SiO_2 и умеренно богатые щелочами, отклоняющиеся к щелочноземельному анигтовому сенииту (см. табл. 2, ан. 25) и лейкократовому сенииту (ан. 26).

С гранитоидами первого этапа описанные граниты имеют, с одной стороны, четкий интрузивный контакт, с другой, - связаны с ними постепенными переходами. Так, в бассейнах рек Амгуннакта и Джеду и по правобережью р. Усмун наблюдались четко рваные контакты порфировидных гранитов с граносениитами первого этапа и угловатые кенозиты трансокоритов и граносениитов в гранитах второго этапа. Постепенные взаимопереходы между крупнозернистыми порфировидными гранитами второго этапа и трансосениитами первого этапа установлены в Усть-Каларском массиве и в юго-западной части Нижнекаларского батолита. Переход от гранитов к трансосениитам наблюдался в интервале 0,2-0,3 км и происходил путем увеличения в гранитах содержания калиевого полевого шпата, появления роговой обманки, уменьшения содержания кварца и исчезновения порфировкрашеников. Такие различия во взаимоотношениях свидетельствуют о резком фациальном изменении гранитов второго этапа.

Дейкокр а т о в ы е г р а н и т ы (г.р.г.г.) третьего этапа раннепротерозойского магматизма слатват центральную и северо-восточную части Нижнекаларского батолита, а также отдельные самостоятельные штокообразные тела. Форма тел лейкократовых гранитов штокообразная, всегда слабо вытянутая, с кивалитными контурами. Взаимоотношения их с гранитоидами первого и второго этапов по многочисленным наблюдениям в верховьях рек Конюрин, Топор и Бугуна четкие интрузивные. Контакты, как правило, довольно крутые и лишь в северо-восточной части Нижнекаларского батолита пологие. На контакте с кристаллическими сланцами и гнейсами архейского возраста наблюдаются зоны магматитов различной ширины от десятков метров до 1 км. Лейкократовые граниты - это рововатые и желтовато-серые мелко-, средне-, крупнозернистые, часто слабо порфировидные породы массивного облика с характерными сердц, реже димчатого-серым до черного кварцем. Структура пород гранитовая, нередко петмапокидная или слабо порфировидная с участками микрехиловый и пойкилитовой. Состав гранитов (в %): кварц 25-35, плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз № 25) 30-35, нерешетчатый калиевый полевой шпат и решетчатый микроклин 35-40, биотит 0-2, релко до 4-5, акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный минерал, сфен, ортит, рутил. Часто наблюдаются пятнистые или полное замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Это-

ричные процессы проявлены в незначительной серицитизации плаггиоклаза и пелитизации калиевого полевого шпата, хлоритизации и мусковитизации биотита. По химическому составу лейкократовые граниты относятся к нормальному ряду пород, пересыщенных SiO_2 и богатых щелочами, и отвечают щелочному граниту по Р. Дэйли (см. табл. 2, ан. 27, 28, 29, 30, 31).

Жильные образования раннепротерозойских гранитоидов развиты довольно широко, чаще всего пространственно тесно связаны с магматическими породами или локализируются в экзоконтактах тел и представлены пертитами (P_3), аплитами (A_2) мелкозернистыми лейкократовыми, реже биотитовыми гранитами (T_2). Они образуют дайлы мощностью от 4 до 10 м и протяженность до 50-200 м.

Заложенный выше материал позволяет сделать вывод о том, что формирование раннепротерозойских гранитоидов происходило в три этапа и связано с процессами раннепротерозойского ультрамагматизма. Гранитоиды первого этапа образовались в результате преобладания метасоматических процессов и местами частичного выплавления. Об этом свидетельствуют встречающиеся в основном постепенные переходы их во вмещающие породы, условия залегания и текстурно-структурные особенности пород. Граниты второго этапа формируются в условиях почти полной мобилизации и перемещения гранитного материала, в меньшей степени - кварцево-щелочного метасоматоза, что подтверждается наличием в основном рыхлых контактов, реже - постепенных переходов к вмещающим породам. Граниты третьего этапа являются типичными магматическими образованиями. Раннепротерозойский возраст описанных гранитоидов принимается условно на основании сопоставления с аналогичными раннепротерозойскими образованиями стенового комплекса, развитыми восточнее (Ступников, Неелов, 1961). В пределах исследуемого района они имеют рыхлый контакт с отложениями архейского возраста, раннепротерозойскими габброидами и продаются в бассейне р. Такоима гранитами раннего палеозоя.

Определение абсолютного возраста раннепротерозойских гранитоидов (табл. 3, ан. 1-3) отражает, очевидно, время мезозойской тектонической активизации.

Таблица 3

№ анализа	Место взятия и полевой № образца, автор коллекции	Порода	Анализы: зиро-ванный материал	K в %	Ar 40 Hг/г	A 40 K 40	Возраст в млн. лет
1	Водораздел рек Тостур и руч. Макарич. Обр. 780. О. В. Соосникки, 1964.	Биотитовый гранит	Биотит	6,75	76,0	0,0092	138
2	Устье р. Калар. Обр. 1192. О. В. Соосникки, 1962	Биотитовый порфирит	То же	5,94	65,3	0,0090	155
3	Устье р. Калар. Обр. 1192/1. О. В. Соосникки, 1962	Биотитовый амфиболовый гранитоид	"	7,05	64,6	0,0076	132

Определение абсолютного возраста проводились в лаборатории Чилинского ЦУ. Аналитик М. А. Демехина.

Позднепротерозойские интрузии

Позднепротерозойские интрузивные образования полязуются незначительным развитием. Они установлены в северо-западной части площади и локализируются в основном среди осадочно-магматических отложений нижнего протерозоя или на границе последних с образованиями архейского возраста. Представлены позднепротерозойскими интрузиями породами габброидного ряда (икагский комплекс) и гранитами (баргузинский комплекс).

Г а б б р о, т а б б р о - д и о р и т н, д и о р и т н (чтз, *h*) залегает в виде мелких штокоскообразных тел среди известняков булундинской свиты нижнего протерозоя. Они отмечены на правом берегу р. Талакан в виде двух выходов овальной формы, значительно площадью около 15 км² и характеризующихся небольшим по вышением магнитного поля (до 100 гамм). Контакты тел таборидов с вмещающими породами активные, преимущественно крутые. В строении массивов устанавливается следующая закономерность размещения пород. Центральная фацис наидольшего из них сложена меланократовыми оливиновыми таборо, сменяющимися в сторону андоконтакта нормальными таборо и затем таборо-диоритами. Два других массива сложены нормальными таборо и таборо-диоритами. Эпиконтактовую фацию всех тел составляет диорит. Между всеми разновидностями таборидов наблюдается постепенные переходы.

Для таборидов икагского комплекса характерны темно-зеленая, иногда с буроватым оттенком, часто пятнистая окраска, массивные текстуры и среднее-, крупнозернистое сложение. Трубоподобчатые и мелкозернистые разновидности отмечаются реже и свойственны, в основном, диоритам краевых частей массивов.

Меланократовые оливиновые таборо обладают таборо-сфитовой структурой с участками кельфиновой и состоят (в %) из плагиоклаза (лабрадора № 54-56) 15-20, пироксенов (тшерстена и диопсида) 60-65, оливина 10-12, рудного минерала 3-3,5, апатита. В лейкократовых разновидностях оливиновых таборо тшерстен отсутствует, диопсид составляет до 25%, оливин - от 5 до 25%, плагиоклаз (лабрадор) 60-65%, диопсид и оливин замещаются роговой обменкой. По химическому составу оливиновые таборо-меланократовые породы нормального ряда, слегка недосыщенные SiO₂, бедные щелочами, отвечают оливиновому таборо, по Р. Дэли (см. табл. 2, ан. 32).

Нормальные таборо и таборо-диориты от оливиновых таборо отличаются более крупнозернистым сложением, довольно интенсивным изменением породообразующих минералов. Кроме таборо-сфитовой, они обладают также аллоприморфнозернистой структурой с элементами пойкилитовой. Их состав (в %): плагиоклаз (лабрадор № 50 или андези № 38-40) - 20-55, диопсид 5-25, первичной и вторичной (по пироксену) роговая обменка 15-40, олигит (частично вторичный по роговой обменке) 5-10 и акцессорные минералы: сфен, рутиль, минерал, апатит.

Диориты обладают призматическзернистой структурой, ориентированной текстурой и состоят из основного олигоклаза и кислого андези (70-80%), пироксена (тшерстена) с развитыми по нему роговой обменкой и биотитом (15-17%), калишпат-герцита (3-5%), андези и рудного минерала; иногда наблюдается кварц до 3%.

Возрастное положение описанных таборидов определяется тем, что они на правобережье р. Талакан проявляют известные булундинской свиты нижнего протерозоя и, в свою очередь, проявляются дейковой серией верхнепротерозойских гранитоидов. В пределах листа М-50-II аналогичные табориды проявляют образования верхнего протерозоя (Кибанов, 1964г.).

Среднезернистые биотитовые, чаше-го тнейсовидные граниты второго фазы баргузинского комплекса

(тз, *h*) слегать небольшие штокоскообразные массивы у западной границы описываемой территории. Тела гранитов имеют четкие и слабоизвилистые контуры, несколько вытянутые в северо-восточном направлении. С вмещающими породами углыщипносдой и вытмоской свит архея и с породами нижней половины самокучской свиты нижнего протерозоя граниты имеют интрузивные контакты. Неширокая приконтактовая полоса интенсиной инъекционной мигматизации, вероятно, свидетельствует о крупном положении контактов тел гранитов.

Граниты имеют серую, светло-серую и реже белую окраску, равномерно-среднезернистое сложение и массивный облик. Порфировидные и тнейсовидные разновидности довольно редки. Структура пород гранитовая с элементами порфировидной или с участками мрамекитовой и пойкилитовой. Состав гранитов (в %): кварц 25-35, плагиоклаз (олигоклаз № 22-25) 30-40, нерешчатый калиевый полевой шпат, калишпат-герцит и нерешчатый микроклин 35-40, олигит I-8; акцессорные минералы: сфен, рудный минерал, циркон, рутиль, ортит, апатит. Плагиоклаз незначительно серицитизирован, замещается калиевым полевым шпатом и почти в половине зерен содержит мрамекиты кварца, а также антитерциты калиевого полевого шпата. По химическому составу граниты относятся к породам нормального ряда, пересыщенными SiO₂, богатыми щелочами, и отвечают щелочным гранитам, по Р. Дэли (см. табл. 2, ан. 33, 34).

Кильная фацис позднепротерозойских гранитоидов баргузинского комплекса представлена мелководными и средними гранитами (т²) пегматитами (р²). Мощность даек достигает 15-20 м, протяженность до 200 м.

Позднотерозойский возраст описанных гранитов устанавливается на основании следующих данных. На исследованной территории они прорывают отложения нижней подзоны самокучской свиты нижнетерозойского возраста. Аналогичные граниты на территории листа N-50-УП (Кирилов, 1964д) прорывают отложения суранинской свиты верхнего протерозоя и отмечаются в гальке нижнекембрийских конгломератов точечной свиты.

Р а н н е п а л е о з о й с к и е и н т р у з и и

Витимканский комплекс

Раннепалеозойский этап магматизма проявился на исследованной территории крайне ограниченно. Интрузивные образования этого этапа представлены порфидиоровидными и длинными диотитами и гранитами первой фазы витимканского комплекса (${}^1P_1, v'$).

Образуют они малые штокообразные тела, выходы которых отмечены на правобережье р. Лаксима, в долине р. Тулинга и в бассейне р. Лаксима. Площади выходов гранитов не превышают 8-12 км². Форма штоков гранитов в плане овальная, заметно вытянутая в северо-восточном направлении. Контакты тел крутые. В строении штоков принимают участие массивные диотитовые и лейкократовые граниты. Преобладающие разности развиты в основном в краевых частях массивов.

Биотитовые граниты — серые и светло-серые породы, характеризуются порфировидной гранитовой структурой и следующим минеральным составом (в %): кварц 20-25, плагиоклазы (олгиноклазы N 20-27) 25-30, нерешетчатый калиевый полевой шпат и решетчатый микроклин 30-40, биотит до 5-7, акцессорные минералы: апатит, циркон, рутильный минерал, опен. В лейкократовых разностях содержание биотита 0-2%. Вторичные процессы проявлены слабо и выражаются в развитии серицита, мусковита и сосеррита по плагиоклазу, пегматизации калиевого полевого шпата, хлоритизации и мусковитизации биотита. Наблюдается незначительное пятнистое замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. По химическому составу они близки к гранитам относятся к породам нормального ряда пересеченным SiO₂, богатым щелочами, и отвечают гранитовому адигиту, по Р. Дали (см. табл. 2, ан. 35, 36, 37).

Эндоконтактовые изменения гранитов заключаются в увеличении содержания биотита, а также в появлении в них тейкоидных текстур. Экзоконтактовые изменения проявлены слабо и заключаются в наличии вокруг штоков гранитов широкой зоны (до 100 м) инвазивных магматитов и в образовании метакристаллов калиевого полевого шпата. Жильные породы комплекса представлены мелкозернистыми кварцевальцевыми магнезиальными породами (1P_1) и труднозернистыми и пегматитами (1P_1). Эти породы образуют дайки мощностью до 2 м и длиной до 100 м. Локализуется дайки в основном в экзоконтактах интрузий.

На водоразделе рек Лаксима и Октокип охарактеризованные граниты прорывают трансокиниты раннего протерозоя. В пределах площади листа N-50-П аналогичные граниты в долине р. Бамбуйки имеют интрузивный контакт с породами среднего и среднего — верхнего отделов кембрия (Кирилов, 1964д); к юго-западу от изученной территории, по данным В.Н. Лусева (1963), галька этих гранитов содержится в верхнекембрийских конгломератах италинской свиты. Все эти факты позволяют считать возраст описанных гранитов раннепалеозойским.

Т р и а с о в о - р а н н е ю р с к и е и н т р у з и и

Туджирский комплекс

К триасово-раннеюрским интрузивным образованиям отнесены лейкократовые граниты (ТД-1, 2) и довольно разнообразная дайковая серия. Эти граниты слатяст небольшие штокообразные трещинные тела площадью от 1 до 5 км², вмещающие в плане изометричную форму. Штоки гранитов приурочены к зонам разрывных нарушений северо-восточного простирания и установлены у южной границы территории листа, в междуречье Конюрина и Буга-рихты. Сложены они довольно однообразными мелко- и среднезернистыми, обычно порфировидными лейкократовыми гранитами. Контакты гранитов с вмещающими породами архаичны и гранитоидами раннего протерозоя резкие. Эндоконтактовая оторочка сложена чаще всего биотитовыми мелкозернистыми гранитами.

Граниты представляют собой полнокристаллические, всегда массивной текстуры породы свежего облика с характерной розовато-серой окраской и с неравномерными, часто гнездобразными скоплениями изометричных кристаллов кварца. Структура пород гранитовая

и порфировидная. Составляет граниты (в %) из кварца 15-30, плагиоклаза (альбит-олигоклаза) до 40, калишпат-террита и решетчатого микроклина 30-35, биотита до 2, иногда единичных зерен зеленой роговой обманки и акцессорных минералов: апатита, сфена, ортита, циркона и рудного минерала. Биотитовые разновидности содержат биотита до 6-8% и отщипываются более мелководными сложенями. Вторичные процессы незначительно проявлены в серицитизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевитового шпата и частичной хлоритизации биотита. Незначительно также замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Дайковая серия описанных гранитов представлена мелководными порфидрами (р), кварцевыми порфидрами (Ап), лампрофирами (х) и диоритами (ор) и рамами (дн-л, гд). Граниты и пелититы образуют маломощные (0,2-5 м) небольшой протяженности дайки в основном в экзоконтактах интрузий, реже в зонах нарушенных дайк от выходов гранитов. Кварцевые порфиры, лампрофиры и диоритовые порфиры в виде даек мощностью от 1 до 5 м и протяженностью нередко до 200 м развиты повсеместно, причем лампрофиры пользуются преобладающим развитием. Направление и распределение даек подчиняется основным линейно-зональным нарушениям северо-восточного простирания и их оперяющим. Наиболее широко среди лампрофиров развиты разновидности спессартит-керсантитового и реже спессартитового ряда. По химическому составу лампрофиры являются легкокрасочными породами нормального ряда, слегка недосыщенными SiO₂, умеренно богатыми щелочами, и отвечают керсантиту, по Р.Дэли, но с повышенным содержанием щелочей (см. табл. 2, ан. 38).

На исследованной территории описанные граниты имеют интрузивный контакт с отложениями витимской свиты и триантоидами раннего протерозоя. На протяжении с юга территории они прорывают граниты витимканского комплекса (ранний палеозой) и содержатся в гальке конгломератов жемчужинской свиты верхнеюрского - нижне-мелового возраста (Желсаон, 1963).

По данным Л.И.Салюпа (1967), тулджирские граниты в бассейне р. Ула прорывают вулканогенную толщу триаса, а галька их находится в конгломератах удинской свиты средней юры. Абсолютный возраст гранитов тулджирского комплекса на территории дикота М-50-ХУ колеблется от 128 до 178 млн. лет (Полушук, 1965б). Все эти дан-

ные позволяют считать возраст описанных гранитов условно триасово-раннеюрским.

ТЕКТОНИКА

Изученный район расположен в зоне сочленения двух крупнейших тектонических областей Ойёмо-Витимской горной страны - обласей раннепротерозойской складчатости и архейской (позднеархейской) I, по С.П.Смегловскому (1965б), складчатой области. Граниты между этими областями служат Талканский разлом. Раннепротерозойская складчатая область в пределах описываемой территории представлена только восточной частью Кондо-Карентской зоны (Смегловский, 1965б). Последняя сложена карбонатно-терригенными отложениями раннепротерозойского возраста, а также разновозрастными интрузивными образованиями (рис. 1).

Архейская складчатая область характеризуется широким развитием архейских стратифицированных и плутонических пород, а также сильным проявлением интрузивной деятельности в раннем протерозое.

В строении описываемой территории принимают участие разновозрастные комплексы пород, следующие следующие структурные уровни: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, раннепалеозойский и мезозойский.

Архейский структурный уровень включает в себя образования согласно залегающих устьиципийской, витимской и оклоктитской свит, а также прорывавшие их архейские интрузии. Простирание складчатых структур архейского яруса меняется от северо-восточного (35-50°) на западе и до юго-восточного (145°) на востоке, как бы образуя ряд дуг, обращенных выпуклой стороной на север. Дугообразный характер складчатых структур архей подтверждается данными аэроматричной съемки (см. рис. 2). Все магнитные аномалии группируются в двух направлениях: северо-западном и северо-восточном, согласуясь с простиранием архейских структур (Оторошников и др., 1965б).

I/ Авторы вылет за С.П.Смегловским (1965б) придерживаются мнения о позднеархейском возрасте тектогенеза этой области.

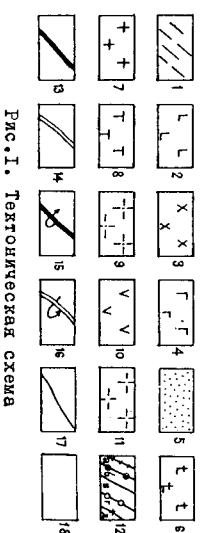
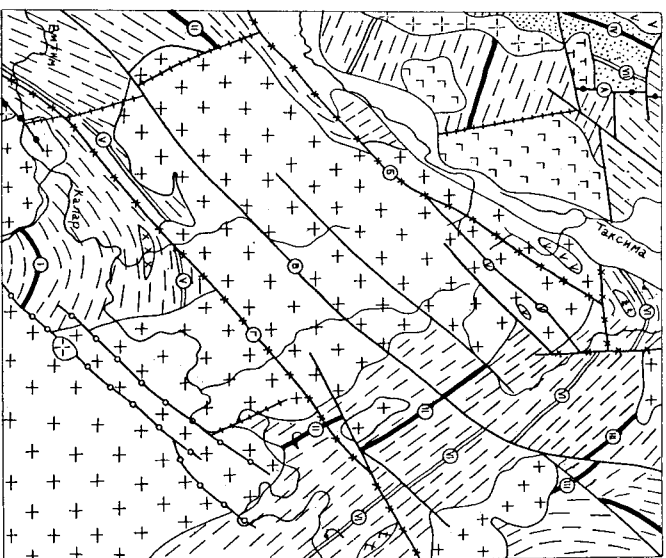


Рис. 1. Тектоническая схема

1-4 - архейский структурный ярус: 1 - вулканогенно-терританная формация, 2 - доорогенные интрузии силито-диабазовой формации, 3 - синорогенные интрузии мигматитов фации гипербазитовых гнейсов, 4 - позднеорогенные интрузии фации мигматитов фации гипербазитовых гнейсов; 5-7 - раннепосторогенный ярус: 5 - терригенно-карбонатная формация, 6 - габбро-диорит-кварцевый массив, 7 - формация гранитоидных базальтов "пестроты" состава; 8,9 - позднепосторогенский структурный ярус: 8 - габбро-диорит-гранодиоритовая формация, 9 - формация гранитных базальтов; 10 - раннепалеозойский структурный ярус, формация гранитных базальтов; 11 - мезозойский структурный ярус, формация субэвклинических гранитов; 12 - основные разломы (на схеме обозначены буквами: А - Талкавский, Б - Джиндинский, В - Тостурский, Г - Кадарский), закончившие свое развитие: а) в раннем палеозое, б) в позднем палеозое, в) в раннем палеозое, г) в мезозое, д) в кайнозое (выражены в современном рельефе); 13 - ось антиклиналей (на схеме обозначены римскими цифрами: I - Кадарской, II - Устьцилинской, III - Тостурской, IV - Владанской); 14 - ось синклиналей (У-Даргинской, VI - Октябрьской, VII - Долугинской); 15 - ось опрокинутой антиклиналей; 16 - ось опрокинутой синклиналей; 17 - линия интрузивных контактов; 18 - впадина кайнозойского возраста

В южной половине территории листа выделяются две крупные структуры первого порядка: Кадарская антиклиналь и Даргинская синклиналь.

Кадарская антиклиналь расположена в низовьях р. Кадар. Ядро антиклинали фиксируется по выходам пород верхней подсистемы Устьцилинской свиты на водоразделе рек Кадар и Коннорди. Крылья структуры сложены породами вытисской свиты. Простиранение структуры меняется от северо-восточного на западе до юго-восточного на востоке. Антиклиналь прослежена на протяжении 40 км. Углы падения пород на крыльях Кадарской антиклинали меняются от 20 до 70°. Довольно часто наблюдается встречное падение. Последнее ставит под сомнение наличие здесь складок второго и более высоких порядков.

Даргинская синклиналь расположена севернее Кадарской антиклинали и сопряжена с последней. Синклинальное строение подтверждается многочисленными замерами, а также тем, что в ядре ее залегают породы вытисской свиты, а на крыльях - устьцилинской. Породы, участвующие в складывании и разрывовании. Структура прослеживается на расстоянии свыше 50 км при ширине около 15 км. Простиранение оси Даргинской синклинали невыдержанное и меняется от северо-восточного на юге через субширотное на правобережье р. Дарга и, по-видимому, до юго-восточного на левобережье р. Кадар. Углы падения на крыльях синклинали составляют 50-60°, иногда отклоняются до 10-70°. Даргинская синклиналь осложнена брахисинклинальной структурой с углами падения крыльев 15-30°. Ширина ее 2 км, длина 3 км. Азимут простирания оси брахисинклинали около 300°.

В северной части описываемой территории выделяются следующие структуры первого порядка (с юга на север): Устьцилинская антиклиналь, Октябрьская синклиналь и Тостурская антиклиналь. Антиклинали фиксируются по выходам в их ядрах устьцилинской свиты или нижневитисской подсистемы, синклинали - по выходам в предвитисской и октокинской свит. Ширина складок колеблется в пределах 15-20 км. Углы падения пород на крыльях складок меняются от 45 до 60°, редко отклоняются до 20-70°. Структуры первого порядка осложнены складками более высоких порядков, иногда опрокинутыми. Опрокинутое залегание структур отчетливо наблюдается по складкам волочения в обнаженных низовьях р. Октябрь. В местах погружения шарниров Устьцилинской и Тостурской антиклиналей последние осложнены складками второго порядка с размахом

крыльев до 10 км, ориентированными почти в перпендикулярном направлении к простиранию основных структур.

Породы архейского магматического цикла прорывают стратифицированные образования архейского комплекса и представляются доорогенными пластовыми залежами основных пород, синорогенными гелами протокластических гранитов и позднеорогенными дискоординатными массивами гиперстеновых граносиенитов и гнейсовидных гранитов. Для первых двух характерно полное совпадение ориентировки внутренних структур массивов и вмещающих пород, для последних такое совпадение не характерно.

Структуры архейского структурного яруса в северо-западном, северо-восточном, реже субширотном и субмеридиональном направлениях секются разломами, которые фиксируются по зонам окварцевания и фрекчирования пород, а также по резким перегибам рельефа. Ряд разломов (в верховьях р.Верх.Кадакчан и др.) фиксируется на карте трафиков ΔT по резкой смене отрицательных и положительных полей (рис.2).

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и й с т р у к т у р н ы й я р у с п р е д с т а в л е н о т л о ж е н н ы м и с а м о к у т с о к о й и б у л у г и н с к о й с в и т, т а б о р о - п и р о к с е н и т о в о й ф о р м а ц и е й, а т а к ж е ф о р м а ц и е й т р а н з и о н и т н ы х б а т о л и т о в "т е с т о г о" с о с т а в а. В п р е д е л а х т е р р и т о р и и л и с л а с т р е л и ф и ц и р у е м к е о б р а з о в а н и я д а н н о г о с т р у к т у р н о г о я р у с а с л а г а ю т д в е к р у п н ы х с т р у к т у р: Д о л г у т и н с к у ю с и н к л и н а л ь и Т а л а к а н с к у ю а н т и к л и н а л ь. Д о л г у т и н с к а я с и н к л и н а л ь р а с п о л о ж е н а в н и з о в ь я х р.Т а л а к а н. Ш и р и н а е е 8-10 км. П р о с т и р а н и е с и н к л и н а л и с е в е р о - в о с т о ч н о е, б л и з к о е к с у б м е р и д и о н а л ь н о м у. У г л ы п а л е н и я н а к р ы л ь я х с и н к л и н а л и м е н я ю т с я о т 40 д о 60°, р е л ь е 70°. З а п а д н е е Д о л г у т и н с к о й с и н к л и н а л и р а с п о л о ж е н а Т а л а к а н с к а я а н т и к л и н а л ь, к о т о р а я с о п р я ж е н а с п е р в о й п о к р у п н о м у в о з б о р с т у. Я д р о а н т и к л и н а л и с л о ж е н о п о р о д а м и н и ж н е й п о л о в и т ы с а м о к у т с о к о й с в и т, ю г о - в о с т о ч н о е к р ы л о - б у л у г и н с к о й с в и т. С т р у к т у р а п р о с л е ж и в а е т с я н а р а с с т о я н и и о к о л о 20 км. Д а н н а я а н т и к л и н а л ь р а з о б ь я т а р а з л о м а м и р а з н ы х н а п р а в л е н и й н а р я д о б л о к о в. У г л ы п а д е н и я н а к р ы л ь я х д а н н о й с т р у к т у р ы м е н я ю т с я о т 40 д о 60°.

Таким образом, наблюдается несоответствие структурных планов архейского и раннепротерозойского структурных ярусов. Очевидно несоответствие структурных ярусов наблюдается в низовьях р.Талакан, где по разлому контактирует структура северо-западного простирания (архейский структурный ярус) и структура северо-восточного направления (раннепротерозойский структурный ярус). Таборо-пироксенитовая формация представлена меткими телами и пластовыми

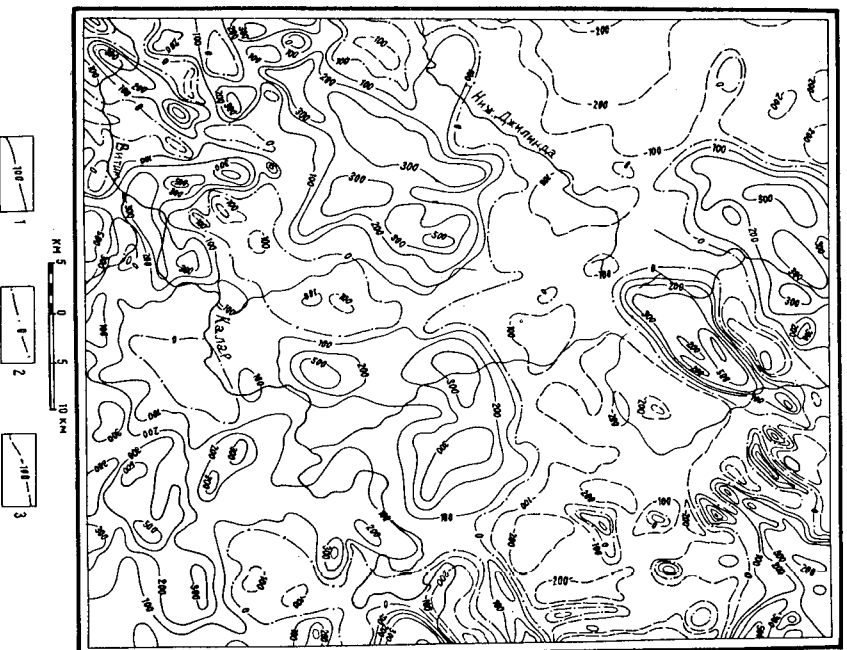


Рис.2. Карта изолиний аномального магнитного поля. Составили Г.И.Менякер, Л.А.Мастрадин, В.Д.Отородников
1 - положительные изолинии, 2 - нулевые изолинии, 3 - отрицательные изолинии

заглубами табору и табору-эмфидолитов. С вмещающими их архейскими образованиями контакты четкие. Простираение тел согласуется с направлением складчатых структур архейского комплекса.

Формация гранитоидных баболов представлена Нижнекаларским бабологом и небольшими массивами. Становление баболога произошло в три этапа. Гранитоиды первого этапа слатяют небольшие конкордантные тела или краевые части баболога. Контакты этих гранитоидов с вмещающими породами в большинстве случаев постепенные, реже рваные. Ориентировка кристаллизационной сланцеватости в гранитоидах совпадает с направлением кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород.

Гранитоиды второго этапа слатяют центральные части Нижнекаларского баболога и небольшие тела, согласные со складчатыми структурами архейского структурного яруса. Контакты их рваные, реже постепенные. Гранитоиды третьего этапа слатяют небольшие массивы, простираение которых согласуется в общем с направлением складчатых структур архейского комплекса.

По данным триангуляционной съемки, Нижнекаларский баболог характеризуется пониженными гравитационным полем, а с его центральной частью совпадает гравитационный минимум (рис.3).

Позднепротерозойский структурный ярус представлен образованиями трещинных интрузий. Последние приурочены к разрывным нарушениям, главным из которых является Талаканский разлом. Фиксируется он на протяжении около 30 км от р.Лулинга до верховья р.Талакан по направлению окварцованных и катактазированных пород. Простираение разлома колеблется от северо-восточного на юге до субмеридионального на севере. Судя по конфигурации дизъюнктивного нарушения в плане, данный разлом представляет собой сброс, заложение которого, по-видимому, произошло в раннепротерозойское время.

Раннепалеозойский структурный ярус включает в себя образования трещинных интрузий, приуроченных к раннепалеозойским разломам северо-восточного направления. Последние развиты в северной части района. К дизъюнктивным нарушениям этого возраста отнесены Джиглинская и Лостурская группы разломов.

Джиглинская группа разломов объединяет в себе тектонические нарушения, разные по характеру и по масштабу. К разломам этой группы отнесены тектонические нарушения северо-восточного направления, развитые на участке, ограниченном с запада Джиглин-

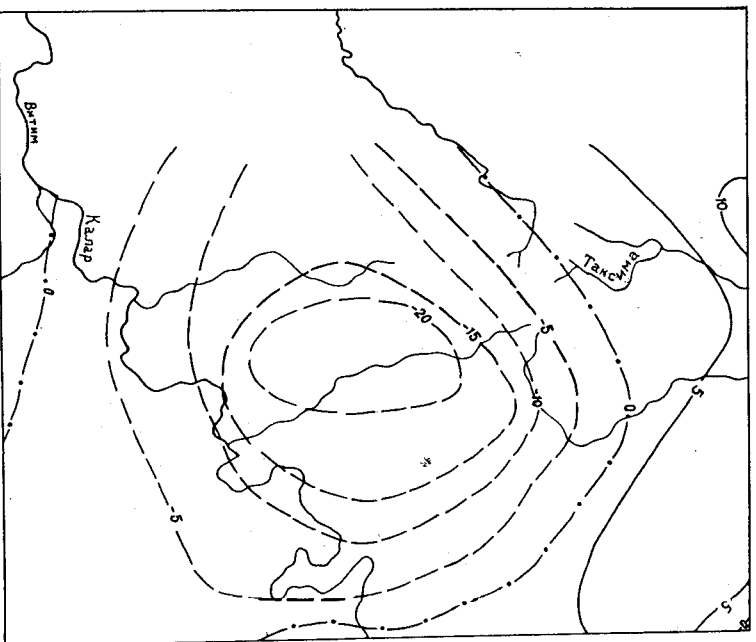


Рис.3. Карта локальных аномалий Δg . Составили Л.А.Мастралин, В.Д.Огородников
1 - положительные изобатны, 2 - нулевые изобатны, 3 - отрицательные изобатны

линской депрессией, с востока — линией: верховья р. Бутарихта — верховья р. Октокип. Простирание этих разломов северо-восточное ($35-50^\circ$), ширина зон разломов от первых метров до первых десятков, реже сотен метров. Фиксируются эти нарушения по наличию окварцованных и кварцглазированных пород и по реакциям уступам в рельефе. Судя по конфигурации дизъюнктивных нарушений в плане и крутым углам падения сместителей, часть разломов представляет собой сбросы, другая — крутые нальиты.

Постурская глыба разломом расположена в верховьях р. Октокип и объединяет в себе дизъюнктивные нарушения северо-восточного простирания ($45-60^\circ$). Эти разломы, судя по крутым углам падения плоскостей сместителя ($50-60^\circ$), относятся к сбросам. По-видимому, значительная часть разломов данной и Джилгинской групп представляет собой подложившие, заложённые в архейское или в раннепротерозойское время.

Мезозойский структурный ярус представлен тремя интрузиями небольших размеров, приуроченными к мезозойским разрывным нарушениям северо-восточного простирания. Развиты интрузии в южной части района юго-восточнее линии: устья р. Бутарихта — р. Катакачан. Большинство из разломов мезозойского возраста представляют собой сбросы с падением плоскости сместителя на юго-восток под углом 70° .

ИСТОРИЯ ТЕОДИТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Главнейшие этапы развития изученного района, зафиксированные в образовании перечисленных структурных ярусов, могут быть охарактеризованы следующими образом.

В начале архея описываемая территория была частью обширной архейской геосинклинали северо-западного простирания. В это время формируются крупные глубинные разломы, по которым изливается основная лавы. Накопление осадков устьининской свиты происходило в тектонически подвижной обстановке, что подчеркивается быстрой фациальной изменчивостью отложений в вертикальном направлении, а также присутствием подолонокалишикса основных эффузивов, превращенных впоследствии в пироксен-амфибол-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. Накопление отложений витимской свиты происходило в условиях дальнейшего прогибания. Наличие гранат-сигметовых тнейсов и сиогит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев с одной стороны, сиогитовых тнейсов и известняков, с другой, свидетельствует о том, что на фоне общегорного

опускания морское дно испытывало небольшое поднятие. С началом накопления октокипской свиты условия осадконакопления меняются. Снова происходит усиленное подводное излияние основных эффузивов.

К ранним этапам развития архейской геосинклинали приурочено внедрение небольших соляных тел основных и ультраосновных пород. Со средним этапом развития геосинклинали связана главная складчатость, обусловившая формирование ряда вышеописанных синклинальных и антиклинальных структур. Одновременно со складчатостью проявился региональный метаморфизм, выразившийся в образовании пород гранулитовой фации. Региональный метаморфизм гранулитовой фации сопровождался и завершился процессами ультраметаморфизма. На отдельных участках процесс ультраметаморфизма проявился в частичном переплавлении пород. Процесс переплавления пород и кремнисто-щелочного метасоматоза, проявившийся одновременно со складчатостью, привели к образованию протоктастических гранитов, после складчатости — к образованию гипертеновых трансоненитов (чарнокитов) и тнейсовидных гранитов. К концу архея происходит поднятие данной территории над уровнем моря.

В раннепротерозойское время крайняя западная часть изученной территории представляла собой часть внешнего пояса (Юндю-Каренской зоны) раннепротерозойской геосинклинали. К началным и ранним этапам развития внешнего пояса раннепротерозойской геосинклинали причислено накопление песчанико-сланцевых толщ, сменявшееся потом накоплением карбонатных пород. В это же время происходит формирование небольших тел основных пород. Со средним этапом развития геосинклинали связана складчатость, в результате которой раннепротерозойские отложения были смещены в ряд длинных складок северо-восточного простирания. Одновременно со складчатостью проявился региональный метаморфизм зеленосланцевой фации с переходом на отдельных участках до амфиболитовой.

Остальная часть территории реагировала на складчатость, проявившуюся в раннепротерозойской геосинклинали, заложением новых и подновлением ряда старых разломов. В это время породы архейского комплекса претерпели повторный ретрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Последний сопровождался и завершился мигматизацией, гранитизацией и переплавлением архейских образований. Эти процессы и привели к становлению гранитоидов стенового комплекса. Формирование их происходило в три этапа. Образование гранитоидов первого этапа обусловлено, в основном, процессами кремнисто-щелочного метасоматоза и, частично, селективного плавления. Ко второму этапу относятся становление порфиритовых и порфиробла-

случае реоморфных гранитов. В третий этап происходит образование гранитов собственно магматического генезиса. Завершающим процессом раннепротерозойского этапа является повторный локально проявленный ультраметаморфизм, проявившийся в частичной амфиболитизации пород, в образовании основных пегматитов и метасоматических табро.

После значительного перерыва в позднепротерозойское время западная часть территории листа испытала тектоно-магматическую активизацию, проявившуюся в заложении или подновлении ряда разломов и образовании трещинных интрузий.

Раннепалеозойские стратифицируемые образования в пределах описываемой территории отсутствуют. Однако наличие раннепалеозойских интрузий, а в непосредственной близости от изученной территории — дислоцированных кембрийских отложений, свидетельствует о том, что в раннем палеозое данная территория испытала активизацию. Древнекаледонские складчатые движения, имевшие место за пределами рассматриваемой территории, проявились в пределах последней подновлением старых разломов и заложением новых, а также в образовании небольших массивов гранитов.

После перерыва в мезозойское время юго-восточная часть района, южнее линии: устье р. Бутарихта — Кадакачан, испытывает значительную активизацию. Происходит заложение ряда разломов северо-восточного простирания и образование пророчечных к этим нарушениям трещинных интрузий гранитоидов и даек средних и крупных пород.

Новое оживление тектонической жизни данной территории происходит в четвертичный период.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория представляет собой неравномерно расчлененную среднегорную область с участками высокогорья и относится к юго-западной окраине Чарско-Каларского высокогорного района Байкальской горной страны (Флоренсов, 1961). Главным фактором в формировании рельефа площади являются новейшие блоковые движения, обусловившие возникновение сложной построенных горстов-хребтов и линейного грабена — Джиглинской впадины. Эти структурные определили направленность экстенсивных процессов рельефообразования и привели к морфологической разнородности рельефа площади.

В районе выделены два комплекса типов рельефа: скульптурный и аккумулятивный.

Скульптурный рельеф

В скульптурном рельефе выделены:

1) высокогорный глубокорасчлененный крутосклонный рельеф со следами ледниковой деятельности;

2) среднегорный среднерасчлененный крутосклонный рельеф; 3) среднегорный слаборасчлененный мягкоконтурный рельеф.

Высокогорный глубоководный рельеф состоит из ряда крутосклонных ледниковых дельт и разветвленной центральной и северо-восточной части Нижнекаларского хребта и отпачивается интенсивной и глубокой вертикальной расчлененностью. Сложносочетавшиеся формы этого типа рельефа созданы процессами линейной эрозии, тальпозой денудации и ледниковой деятельности. Абсолютные высоты в пределах высокогорья составляют 1800-2200 м, относительные превышения 800-1400 м. Волообразная часть Нижнекаларского хребта характеризуется уплощенными массивными очертаниями и слабоступенчатым продольным профилем. На водоразделе рек Бутарина и Ниж. Джиглида и в северной части площади наблюдаются карликоподобные вершины, узкие экзарационные гребни, глубокие троговые долины и кары. Кары приурочены к абсолютным уровням 1800-2200 м, имеют размеры от 700 до 1200 м в поперечнике и глубину до 200-300 м. Лощинки каров часто разрушены и превращены в циркуобразные водосборные воронки. Троговые долины наблюдаются в верховьях рек Ниж. Джиглида, Таксима, Бутарина и др., где имеют глубину врезания 500-600 м, ширину 1-1,5 км и протяженность 10-12 км.

Подледниковая интенсивная эрозия образовала глубокие и узкие долины с прямолинейными крутыми склонами, V-образными и трапециевидными поперечными и крутопадающими продольными профилями. Большинство долин приурочено к зонам разрывных нарушений, в результате чего в плане очертания долин угловато-коленчатые. В формировании современного облика рельефа большая роль принадлежит тольковой денудации, в результате которой интенсивно и широко развиваются нагорные террасы и ступенчатые склоны. Это способствует деэрозированной ледниковых и эрозионных форм и слаживанию водоразделов. В пределах высокогорья и среднегорья, несмотря на их расчлененность и омоложение, сохранились реликты древней поверхности денудации на гипсометрических уровнях 1200, 1400, 1700, 1800 и 2000 м. Иногда на них встречаются ледниковые валуны, талька и моренный суглинок полукорытного оледенения. Ступенчатое снижение уровней древней поверхности денудации в юго-за-

падном и южном направлении в Нижнекаларском хребте и на отрогах Южно-Музского хребта объясняется тем, что в прошлом длинный ретинальный пенеплен, вовлеченный в эоловое поднятие, новейшими тектоническими движениями был разломан на блоки, испытавшие различные по амплитуде поднятия.

Среднерасчлененный крутосклонный рельеф развит в южной и в северо-западной части площади. Сформировался этот рельеф под действием факторов эрозии и денудации, длительно действовавших на фоне умеренных глыбовых поднятий. Основные черты характеризуются этого рельефа определяются массивными водоразделами Нижнекаларского и Янканского хребтов, отрогов Южно-Музского хребта и доволжно глыбовыми долинами. Водоразделы характеризуются спокойным продолльным профилем и состоят из уплощенных, обычно куполовидных вершин, разделенных широкими седловинами. Абсолютные отметки водоразделов 1300-1800 м, относительные превышения 400-700, реке 1000 м. Глубина вертикальных впадин долин увеличивается к северо-востоку по мере возрастания абсолютных высот хребтов.

Ведущим рельефообразующим фактором среднегорья является склоновая денудация, заключающаяся в повсеместном и интенсивном проявлении мерзлотно-солифлюкционных процессов. Эти процессы приводят к широкому развитию поверхностей гольцового выравнивания, нагорных террас и куртумов.

Степень и характер расчлененности среднегорного рельефа зависят, главным образом, от неотектонических движений, обусловивших положение основных водораздельных линий относительно местных базисов денудации — Джилгинской впадины и долины рек Калара и Витима. Кроме того, характер рельефа определяется глыбовыми субстрата и направлением разрывных нарушений. Так, для северо-западных отрогов Нижнекаларского хребта характерен перистый рисунок гидросети, что объясняется непосредственной близостью водораздельной части хребта от впадины и однородным транзитным субстратом. Вассейнам рек Калара и Витим присуще ветвистостечное очертание гидросети, обусловленное широким развитием разрывных нарушений. Главные контуры рельефа среднегорья характеризуются для участков с широким развитием транзитивов (верховья рек Бутарихты, Джелгу, отроги хр. Янкан). На кристаллических сланцах и гнейсах архей очертания форм рельефа более резкое. На известняках нижнего протерозоя в верховьях р. Талакан развиваются формы поверхностного карста: скалестые грёбни, остроконечные вершины, воронки поверхностного растворения.

Глубина и форма поперечных профилей долин и крутизна склонов находятся в прямой зависимости от ведущей роли денудации и линейной эрозии. В верховьях долин имеют, как правило, волтузистую долькообразный профиль и глубину впадины до 200-300 м. Ниже по течению склоны спрямляются, профиль долин становится V-образным или трапецевидным, глубина эрозионного впадины достигает значительной величины. В низовьях долин заметно расширение, склоны их выукли, эрозионный впадин максимально.

В рельефе среднегорья находит свое морфологическое выражение болшинство крупных разрывных нарушений, определенных в основном четко-линейные оградительные формы рельефа — долины и седловины. Наиболее крупные из них выражены в виде куполообразно-примыкающих друг к другу и четко-линейных в плане эрозионно-тектонических уступов вдоль юго-восточного борта Джилгинской впадины. Высота уступов 200-400 м, крутизна до 35-40°. Сохранение уступов в течение длительного времени свидетельствует об активности этих крупных тектонических нарушений, живучести их в настоящее время и положительном характере новейших движений в Нижнекаларском хребте.

Среднегорный слабо расчлененный макроконтурный рельеф развит в межгорье Талакана и Ниж. Джилгинды и возник в результате медленного поднятия и плавного эрозионного расчленения. Этот тип рельефа на современном этапе стал областью преобладающей замедленной плоскостной денудации. Развитый в основном на кристаллическом субстрате архейских толщ, этот рельеф отличается монотонными макроконтурными широкими водоразделами, разобщенными широкими долинами. Абсолютные высоты водоразделов не превышают 1200 м, относительные превышения составляют не более 450 м. Водоразделы состоят из уплощенных вершин, чередующихся с почти равнинными, часто заболоченными седловинами. Куртумы, нагорные и солифлюкционные террасы в пределах этого типа рельефа встречаются редко. Поперечные профили долин чаще всего имеют слабо волтузистую форму. Продольные профили достигли своего равновесия, пойма рек хорошо развиты.

Аккумулятивный рельеф

В аккумулятивном рельефе исследуемой площади выделены:

- 1) озеро-элювиальная равнина Джилгинской впадины;
- 2) аллювиальные равнины долин современных рек; 3) увалисто-холмистая равнина на ледниково-речных и моренных отложениях;

4) наклонная претерруная равнина на продливающейся-дегидрических об-разованиях.

Озерно-аллювиальная равнина слабо всхолмленную залоченную и залоченную поверхность с мно-точисленными озерами, приуроченными и озерами валами и подлинными грядками. Эта равнина является дном Джилдинской впадины. По-следняя представляет собой линейно-вытянутое в северо-восточном направлении межтруное асимметричное понижение шириной от 2,5 до 10 км.

В средней части впадина наиболее узкая и приподнята, что объясняется, очевидно, глобальным стронием фундамента. Абсолютные отметки низа впадины 550-760 м. Кю-восточный бор впадины резко сочленяется с Нижнекаларским хребтом посредством крутого эрозийно-тектонического уступа, а северо-западный, особенно в южной части впадины, плавно переходит в среднегорье.

Аллювиальная равнина долина озера Джилдинской впадины, но отличаются меньшими размерами и полициклическим характером поверхностей, отграниченным развитием озер и малой мощностью речных отложений.

Долгие рек-Талкан, Долуга и др. характеризуются равнинным пологим жандшафтом с террасовидными увалами и подскоковыми продливающимися шлейфами. В долинах рек Калар и Витим равнинным ландшафтом, кроме поймы, характеризуются также и высокие террасы. Террасы располагаются в виде разобщенных площадок обычно на од-ном, а в расширенных участках (урочища Попори, Дагры) на одних берегах и имеют ширину до 2 км. Морфологически террасы выраже-ны четко, поверхности их иногда залоченные и несущие озера, сла-бо наклонены к руслам.

Пригильные части террас прикрыты дегидрическими шлейфами. Высота террас рек Витима и Калара следующая: первой напойменной террасы - 5-8 м, второй - 10-15 м, третьей - 13-25 м, четвертой - 40-50 м, пятой - 30-100 м, шестой - 120-140 м. Пойма и I напой-менная терраса почти всегда аккумулятивные, остальные террасы - эрозийно-аккумулятивные. При этом мощность аллювия на них резко уменьшается с высотой, и на поверхности I террасы отмечается лишь единичная галька. Увалисто-холмистая равнина развита на ледниково-речных отложениях и конечных моренах в местах выхода тротообразных долин рек Ниж. Джилдинда и Талкима из Нижнекалар-ского хребта. Эта равнина на 30-35 м возвышается над поверх-

ности озерно-аллювиальной равнины Джилдинской впадины и слабо наклонена к центру последней. Морфологически эта равнина представлена беспорядочным сочетанием холмов и увалов с блудце-образными залоченными понижениями. Наклонная претерруная равни-на возникла вследствие слияния конусов выноса и обломочных под-скоковых шлейфов и является наиболее молодой наложенной поверх-ностью. Узкой полосой шириной до 2,5 км она протегивается вдоль полностью эрозийно-тектонического уступа у юго-восточного бора Джилдинской впадины. Поверхность равнины заметно наклонена к центру впадины, расположена многочисленными притоками рек Ниж. Джи-линда и Усуги и покрыта кочужавыми марями.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа исследованной площади устанавли-вается с начала среднечетвергичного времени. К этому времени в результате новейших тектонических движений тибетского характера оформились основные черты хребтов и Джилдинской межтруной впа-дины, а также заложился древний гидросеть. Начавшиеся в средне-четвергичное время похолодание климата на фоне дальнейшего под-нятия площади вызвало оледенение, которое, по данным В.И. Колес-никова (1963), имело подлотовый характер. Оледенение затор-жило эрозийные процессы и накопление аллювиальных отложений, а на площадях, расположенных южнее, способствовало развитию ак-тивной денудации, в частности широкому развитию форм мерзлотно-го комплекса.

В эпоху межледниковья эрозийная деятельность была оживлена и привела к интенсивному расчленению всей территории. Дальней-шие перемены тибетского характера обусловили частичную пере-стройку речной сети, о чем свидетельствуют противоположные на-правления течений рек Талкима и Ниж. Джилдинда и наличие подлинных на различную высоту участков долин юго-западной территории подвратас долиному оледенению, оставившему следы в виде трото, бочажк и конечных морен, а также теплых валов и гряд водно-леднико-вого происхождения. Последовавшая за долинным оледенением бурная эрозия создала резко расчлененный рельеф, а в долинах рек Калар и Витим оформились II и III напойменные террасы. С этого вре-мени гидросеть территории существенных изменений не претерпела. В конце верхнечетвергичного времени наиболее возвышенная часть Нижнекаларского хребта подвергалась каровому оледенению, которое

5. Расположенных севернее хребтов Кагара и Улокан наблюдается и в настоящее время. По-видимому, каровое оледенение является завершающей стадией длительного оледенения.

На современном этапе рельефообразования исследованная площадь испытывает блоковые движения, разные по амплитуде и знаку, проявление которых в виде участков землетрясений отмечается и в настоящее время. Основными факторами, моделирующими рельеф территории, являются глубинная эрозия и гольцовая денудация с широким развитием форм мерзлотного комплекса, и только в долине Витима видны и на отдельных участках долины Кагара и Витима аккумуляруются обломочный материал, осевший с хребтов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На карте полезных ископаемых по состоянию на I декабрь 1967 г. показано промышленных месторождений, рудопроявлений, шихтовых и металлогенных ореолов рассеяния полезных компонентов общим количеством пятьдесят одно. Они представлены металлическими (цветные, благородные и редкие металлы), неметаллическими полезными ископаемыми, стратигеническими и другими материалами.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Свинец и цинк

Известны одно коренное проявление свинца и цинка и два металлогенных ореола рассеяния. Коренное рудопроявление этих металлов (39) расположено на правобережье р. Витим и 3 км ниже устья р. Кагар (Дзевановский, 1944д). Протянуто кварцевой жилой мощностью от 5 до 15 см северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 50° . По простиранию жила прослежена на 10-12 м. Жила содержит редкую вкрапленность сульфидов. По данным химического анализа, содержание (в %) свинца 0,21-0,79, цинка 0,06-0,65, меди 0,21-0,74. Металлогенные ореолы рассеяния (15,25) площадью 7 и 15 км² характеризуются низким содержанием свинца (0,005-0,01%, редко до 0,05%) и цинка (0,01-0,03%). Все эти проявления являются бесперспективными.

Цинк

Известен один металлогенный ореол рассеяния (26) площадью (0,01-0,05%) площадью 8 км². Ореол простиранием пророчен к экзоконтракту небольшого массива раннепротерозойских гранитов второй фазы. В штурвных пробах, отобранных на площади этого ореола, цинк спектральным анализом не зафиксирован. Практически интереса данный ореол не представляет.

Полиметаллические руды

На территории листа известно семь проявлений полиметаллов, из которых одно в коренном проявлении, шесть - в виде ореолов рассеяния. П о п о р с к о е р у д о п р о я в л е н и е (45) представлено зоной дробленых гранитов северо-западного простирания мощностью 5-8 м с редкой вкрапленностью сульфатов. По простиранию зона прослежена на первые десятки метров. Содержание свинца 0,001-0,01%, редко - 0,5%, цинка 0,01-0,3%, серебра следи - 0,001%.

Пространственно с данным проявлением совпадает металлогенный ореол (32) рассеяния свинца (0,005-0,01%, редко 0,02-0,05%), цинка - 0,01-0,09%, серебра (следи - 0,003%). Площадь ореола 16 км². Ореол простиранием пророчен к дробленным и участками гипотермально измененным нижнепротерозойским гранитоидам.

Описание проявления, виду убогого и неравномерного оруденения, практической ценности не представляют. В то же время они являются благоприятными участками для обнаружения здесь проявлений золота, хотя пробирным анализом штурвных проб золото не обнаружено.

Металлогенный ореол (21) рассеяния цинка (0,01-0,03%), свинца (0,005-0,01%), серебра (следи) расположен в верховьях р. Усчун и простиранием пророчен к зоне разлома северо-восточного простирания. Площадь ореола рассеяния 2 км². В непосредственной близости от данного ореола в штурвной пробе пробирным анализом зафиксировано содержание золота 0,2 г/т. Данный ореол может являться показателем золотого оруденения.

Металлогенные ореолы рассеяния (29,35,41,44) характеризуются низким содержанием свинца (0,001-0,05%), цинка

(0,01-0,09%) и серебра (следы - 0,005%). Самостоятельного значения эти ореолы не имеют. Исключения составляет ореол рассеяния № 29, в котором, кроме свинца, цинка и серебра (следы - 0,005%). Самостоятельного значения эти ореолы не имеют. Исключения составляет ореол рассеяния № 29, в котором кроме свинца, цинка и серебра в отдельных пробах отмечено золото содержанием 0,2-0,5 г/т. Этот ореол является показателем золотого оруденения.

Б л а г о р о д н и е м е т а л л ы

Золото

Всего известно одно коренное проявление и один шликерный ореол рассеяния. Коренное проявление золота (4) установлено в северо-западной части прорывным анализом шугиных проб. Приурочено рудопроявление к кварцеванным породам зоны разлома северо-восточного простирания. Содержание золота 0,2 г/т. Этот разлом при мощности первые десятки метров прослежен по простиранию на расстоянии свыше 13 км. Углубная значительную протяженность зоны окварцованных пород, в пределах последней возможно обнаружение промышленных концентраций золота.

Шликерный ореол (36) рассеяния золота (знаки - 350 мг/м³) площадью 10 км² установлен на участке широтного течения р. Витим при опробовании коронных отложений с проходкой копьей глубиной до 0,5 м. Золото косоное, редко пластовое. Выступы низких содержания золота шликерный ореол практического интереса не представляет. В непосредственной близости от данного ореола в районе урочища Дагры в 15-метровой террасе р. Витим единичные пробы сильно трещиноватого плотика ее дали значительные содержания пластового золота. Не исключена возможность, что террасовые отложения урочища Дагры содержат промышленные концентрации золота.

Серебро

Всего известно два (17 и 49) металлометрических ореола рассеяния серебра (следы - 0,001%) площадью 30 и 18 км². Приурочены они приурочены к зонам разломов северо-восточного

и северо-западных простираний. Выступы низких содержания серебра, самостоятельного значения данные ореолы не имеют.

Р е д к и е м е т а л л ы

Олово

Металлометрической съемкой выявлен один ореол рассеяния олова (28) площадью 7 км² в верховьях р. Бугарихта. Содержание олова в дельтах от 0,005 до 0,007%, редко 0,02%. Приуроченно ореол приурочен к порфиробластным крупнозернистым нижнепротерозойским гранитоидам. Источником олова, по-видимому, являются пегматитовые жилы, развитые в пределах этого ореола. Самостоятельного значения ореол не имеет.

Вольфрам

На территории листа известно два (1 и 2) шликерных ореола рассеяния шельгита (знаки) площадью 8 и 10 км². Ореолы расположены в низовьях р. Талакан и простиранием приурочены к полям развития самокучульской и булундинской свит с широким распространением даек пегматитов и кварц-полевощаговых жил. Последние, по-видимому, и являются источником шельгита. В металлометрических пробах, отобранных из дельты, в пределах ореола 2 зафиксирован молибден содержанием 0,01-0,03%. Практического интереса ореолы не представляют.

Молибден

Всего известно двенадцать коренных рудопроявлений, два металлометрических и один шликерный ореол рассеяния молибдена. Основной тип оруденения молибденово-кварцевый. Наиболее перспективные проявления молибдена расположены в пределах Джитиндинской зоны (5,6,7,8,9,11,13,22,23,27), где они приурочиваются к оглевым участкам тектонически ослабленных зон. Рудопроявление 8 приурочено к разлому северо-западного простирания, который прослежен на протяжении 15 км по окварцованным и обокислым гранитам и гнейсам. Ширина зоны разлома 100-200 м. В зоне разлома вскрыта серия кварцевых жил мощностью до 30 см, с убогой

жращенности мелкочешуйчатого моллиденита. Содержание моллидена в кварцевых жилах, по данным спектрального анализа, от 0,001 до 0,002%, релско - 0,03%.

Небольшой (10 км²) ореол рассеяния моллиденита (6) известен на правом берегу р.Октокит в районе рудопроявления 8. Во всех шпихлах в пределах этого ореола зафиксированы знаки моллиденита. Кроме того, знаки моллиденита отмечены в отдельных шпихловых пробах, отобранных в низовьях р.Октокит и ее притоков.

По выдержанности содержания и протяженности рудных тел наиболее перспективными выявляются проявления (5,6,7,8,9), расположенные в низовьях р.Октокит. На них нами и рекомендуются постановка петалитационных работ.

Остальные проявления моллидена (30,31,33,42) выявляются перспективными. Характеристика их приводится в прилож.3.

Тантал и ниобий

На территории листа известно пять шпихловых ореолов рассеяния минералов группы тантало-ниобатов (12,18,19,24,50). Все ореолы характеризуются значительными содержаниями зксениита и ферродсонита. Пространственно они приурочены к полям развития раннепротерозойских гранитоидов. Последние, по-видимому, являются источником образования шпихловых ореолов рассеяния тантало-ниобатов.

Наиболее перспективным проявлением тантала и ниобия является ореол 18, расположенный в верховьях р.Усун, площадью 70 км². Пространственно ореол приурочен к раннепротерозойским гранитоидам и гранодиоритам метасоматического генезиса и полям развития петматитовых жил. В шпихлах пробах, отобранных из петматитовых жил, спектральным анализом зафиксирован ниобий содержанием до 0,003%. В пределах этого ореола нами рекомендована постановка петалитационных работ с целью поисков коренных месторождений тантало-ниобатов среди метасоматических гранитоидов. Характеристика других ореолов (12,19,24,50) дается в прилож.3.

Бериллий

Металлометрической съемкой выявлено два ореола рассеяния бериллия (0,001-0,003%). Один в верховьях р.Туинта площадью 4 км²(16), другой - в бассейне р.Коннорин площадью 1,5 км²(51).

Пространственно ореолы приурочены к полям развития раннепротерозойских петматитов. Природа ореолов не выяснена.

Редкие земли

Известно одно коренное рудопроявление редких земель (40), расположенное в низовьях р.Джелу. Проявление приурочено к зоне катаклазированных гранитов северо-восточного простирания мощностью около 200 м. В пределах этой зоны выявлен участок шириной релкоземельной минерализации мощностью 4 м, представляющий выращенность ортита.

Содержание церия в пределах этого участка, по данным спектрального анализа, составило 0,1%, дантана до 0,1%. В ряде проб, отобранных из других участков зоны катаклазированных гранитов, обнаружены концентрации ниобия - 0,01%, церия - 0,1%, дантана - 0,1%. Рудопроявление требует постановки на нем петалитационных работ.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИЖКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с н р ь е

Флюорит

Известно одно проявление флюоритовой минерализации (48), расположенное на левом берегу р.Калар, в 2,2 км ниже по течению от устья р.Топор. Проявление приурочено к контакту кварц-полевошпатовой жилы с мраморизованными известняками, где отмечается неравномерная гнездовая выращенность (0,5-10%) кристаллов флюорита зеленого и фиолетового цвета. Рудопроявление относится к категории десперспективных.

Н е с и л и к а т н ы е

Трафит

На изученной площади известны четыре рудопроявления трафита. Все они приурочены к горизонтам мраморов архейского возраста.

Проявление 34 расположено на правом берегу р. Витим ниже устья р. Бугарихта. Приурочено к горизонту мрамора мощностью 10 м. По простиранию прослежено на 150 м. Трафит чешуйчатый; размер чешуй 1-3 мм, редко 10 мм. Содержание трафита до 10%. Сам горизонт мрамора прослежен по простиранию до 7 км. Ввиду значительной протяженности горизонта мрамора проявление трафита является перспективным. Проявление 30 приурочено к ксенолиту мрамора среди нижнепротерозойских трапидилов. Витимая мощность мраморов 4 м, по простиранию прослежено на 20 м; трафит в виде мелких чешуй размером 1-3 мм равномерно распределен в породе и составляет 5-7%, редко 10-12%. Ввиду небольших размеров ксенолита, проявление практической ценности не имеет.

Остальные рудопроявления трафита (10 и 14) ввиду низких содержания и небольшой протяженности трафитоносных горизонтов также практического значения не представляют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На исследованной территории имеются четыре месторождения строительных материалов, два из которых представляют известняки-ми, остальные галечно-гравийным материалом.

Карбонатные породы

Известняки

В и т и м с к о е месторождение известняков (37) расположено на правом берегу р. Витим в 7 км ниже устья р. Кадар. Представлено оно пластом мраморизованного известняка мощностью 10 м, залегающим среди кристаллических сланцев верхней подвитимской свиты. По простиранию горизонт прослежен до 100 м. Месторождение с давних пор используется местным населением для ошкита извести. Промышленной ценности, ввиду незначительных запасов, месторождение не представляет.

Т а л а к а н с к о е месторождение (3) находится на правобережье р. Талакан. Месторождение с давних пор используется местным населением для ошкита извести. Представлено оно известняками нижней подвитимской свиты мощностью 300 м.

Таблица 4

Содержание	Содержание, %										
	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S	Н.ост.	CO ₂	T ₂ O ₂	П.п.п.
Минимальное	3,18	30,66	0,85	-	0,39	0,032	-	5,87	34,98	-	34,27
Максимальное	15,62	51,84	15,3	1,69	1,09	0,078	0,015	24,43	43,36	-	44,14
Среднее	8,81	45,09	5,31	0,79	0,76	0,055	0,003	13,51	38,44	-	35,57

Известняки мраморизованные белого, реже темно-серого цвета, мелко-, среднезернистые. Химический состав известняков по данным четырех проб приведен в табл. 4.

Запасы известняков данного месторождения не подсчитаны. В непосредственной близости от данного месторождения значительным площадным распространением пользуются известняки бундуншанской свиты (около 36 км²), запасы которых можно оценить в несколько десятков миллионов тонн.

О б л о м о ч н ы е п о р о д ы

Галька и гравий

Гальечно-гравийный материал широко распространен в районе. Встречается он на косах и островах рек Витим и Калар. Содержание гравийно-галечной фракции в составе отложенной кос и островов преобладает над песчаной. Гальечно-гравийный материал может быть использован в качестве балласта для постройки дорог, а также в качестве заполнителя для бетонирования при предрейтинговой сортировке гальки. В малые воды острова выступают на I, 5-2 и над уровнем воды, а в большую воду почти полностью заolidняются.

В пределах изученной территории имеется два месторождения с ориентировочными подсчетами запасов гравийно-галечного материала.

Д а г р и н с к о е месторождение (38) расположено в 7 км ниже устья р. Калар на острове р. Витим. Полезная толща представлена пластомобразной залежью гальечно-гравийного материала длиной 700 м и шириной 500 м при мощности I, 5-2 м. Запасы ориентировочно оцениваются в 31 500 м³ (Чернышков, 1933ж).

А к у л и н с к о е месторождение (42) находится на острове (700x400 м) р. Витим в 6,5 км выше устья р. Калар. Ориентировочные запасы этого месторождения - 180 000 м³ (Чернышков, 1933ж).

Из крупных строительных материалов следует отметить граниты, запасы которых практически неограниченны. Заслуживают внимания граниты, находящиеся в приустьевой части р. Калар. Это светло-серые и серые, иногда с розоватым оттенком, средне-, крупнозернистые порфировидные породы. Эти граниты обладают достаточной прочностью и образуют монолиты размером 3x2x2 м³.

ПОДРОБНЫЕ КАРТЫ

В районе известно одно проявление нефти (47), расстояние в 6 км ниже устья р. Топор на правом берегу р. Калар. Среди рыхлых аллювиальных отложений высокой поймы Ю.К. Дзевановским (1944г) обнаружен валун (35x20x7 см) флюксово-зеленого нефрита, подлупрочного в тонком изломе. Породы состоят из мономинального агрегата актинолита неоднородного строения. Полевыми работами 1962-1966 гг. (Сосницкий и др., 1966г) данное проявление нефти не было обнаружено.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ И РЕКОМЕНДАЦИИ

В соответствии с этапами геологического развития района выделяются пять металлогенических эпох: архейская, раннепротерозойская, позднепротерозойская, мезозойская и кайнозойская.

Породы архейского комплекса, претерпевшие повторный ультраметаморфизм в раннепротерозойское время, не являются благоприятными для обнаружения месторождений андегенного и эокотенного типов. Исключение представляет трафит, проявление которого широко развиты среди пород архейского комплекса.

Терригенно-карбонатные отложения нижнего протерозоя являются перспективными в отношении месторождений строительных материалов (известняков). По-видимому, они также являются теропективными на обнаружение месторождений меди осадочного генезиса, хотя в процессе геологосъемочных работ проявление меди было встречено только в виде налетов малахитовой зелени в единственной точке среди станиц нижей подовити самокутской свиты на Правобережье р. Талакан (Сосницкий и др., 1966г). Проявления меди осадочного генезиса среди отложений этой же подовити имеются северо-западно от изученной территории в пределах листа 0-50-XXXXIII (Зелькин, 1967г.).

Существенный интерес представляют интрузивные и ультраметаморфические породы нижнего протерозоя. С ними связаны проявления молибдена и, по-видимому, тантала и ниобия. Учитывая то, что основная масса молибдена в горных породах сосредоточена в подовитях, главным образом в платинклизе (Тавсон, 1961), то зоны раннепротерозойского ультраметаморфизма и магматизма, как

содержание огромные количества погребных шпатов, представляются наиболее благоприятными областями для формирования молибденовых месторождений. И только глубокий эрозийный срез раннепротерозойских лугтонических массивов значительно снижает возможность обнаружения эндогенных месторождений молибдена раннепротерозойского возраста. Кроме того, раннепротерозойские гранитоиды метасоматического генезиса, вероятно, являются перспективными на обнаружение в них месторождений тантала и ниобия.

С позднепротерозойским тектоническим циклом, по-видимому, связано формирование гидротермальных проявлений вольфрама.

С мезозойским тектоническим циклом связано формирование гидротермальных проявлений молибдена, вольфрама, олова и цинка, серебра и золота. Все они пространным образом приурочены к зоне мезозойской тектоно-магматической активизации.

Кайнозойская эпоха характеризуется формированием месторождений строцигальных материалов и россыпей золота.

Площадное распространение полезных ископаемых определяется литологическими и структурными факторами. Наибольшее количество проявлений сосредоточено в пределах двух рудных зон: Джинлинской и Каларской. Первая из них совпадает с одноименной группой разломов. Ширина зоны 10-15 км, длина 70 км. В пределах этой зоны широким развитием пользуются раннепротерозойские гранитоиды и разрывные нарушения, закончившие свое развитие в раннепалеозойское и четвертичное время. Ведущую роль играют проявления молибдена и олова рассеяния тантало-ниобатов.

Ленетинская связь проявлений молибдена Джинлинской зоны с образованными раннепротерозойского тектономагматического цикла подтверждается наличием вкрапленности молибденита в пегматитовых жилах раннепротерозойского возраста на правобережье р.Октокит. Что же касается других проявлений этой зоны, то устаивается только их четкая пространственная связь с гранитоидами раннепротерозойского возраста.

Каларская зона простраивается по обоим берегам р.Калар на 56 км в северо-восточном направлении. Ширина зоны составляет 18 км. Зона с севера и юга ограничена двумя разломами северо-восточного простирания мезозойского возраста. Металлогеническая специализация зоны определяется значительной зарженностью молибденом, оловом, цинком, серебром и в меньшей мере - золотом. Рудифференция в указанной зоне контролируется многоэтапными разрывными нарушениями и интрузивами мезозойского возраста.

Вышеизложенные закономерности площадного распространения полезных ископаемых позволяют в первую очередь рекомендовать проведение поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 на следующих участках:

1) в северо-восточном фланге Джинлинской рудной зоны с целью выявления и оценки коренных месторождений молибдена. Особенно тщательно и в первую очередь должна быть опоскована полоса вдоль разлома северо-западного простирания, расположенного на правобережье р.Октокит;

2) на водоразделе рек Умун и Вутуна с целью выявления коренных месторождений тантало-ниобатов. Для выяснения природы штиховых тантало-ниобатовых ореолов необходимо опробовать метасоматические трансозииты и граниты раннепротерозойского возраста.

Во вторую очередь рекомендуется провести детализационные работы на золото по левобережью р.Топор.

При проведении детальной работ следует дать оценку проявлениям графита, расположенному на правом берегу р.Витим ниже устья р.Бутарихта.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

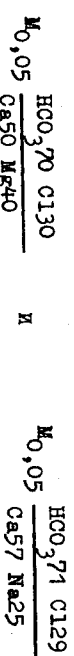
По условиям залегания подземные воды исследованного района подразделяются на напмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды различны по составу и происхождению связаны с деятельным слоем различных по составу и происхождению образований, функционируют в теплые время года и зимой полностью замерзают. Среди этих вод отмечены пластово-поровые воды рыхлых четвертичных отложений и трещинные воды кристаллических пород. Водопором характеризуются вод является кровля микротегнемерзлых пород, глубина залегания которой совпадает с глубиной сезонного оттаивания деятельного слоя и колеблется от 0,2 до 5 м. Надмерзлотные воды характеризуются свободным уровнем и отсутствием напора в теплые времена года. Движение вод совпадает с направлением по-верхностного стока. Питание их осуществляется за счет атмосферных осадков, оттаивания деятельного слоя и конденсации водяных паров в порах грунта в результате резких колебаний суточных температур. Области питания надмерзлотных вод совпадают с площадями их распространения, а разгрузка их происходит у пологих склонов и в углублениях террас.

Мощность, глубина залегания, водообильность и режим надмерзлотного водоносного горизонта неустойчивы и определяются глубиной оттаивания деятельного слоя, количеством атмосферных осадков, типометрическим положением, уклоном поверхности водупора, а также экспозицией склонов и литологическим составом водоносных пород. Наиболее водообильный с высоким уровнем надмерзлотный горизонт располагается в долинах рек и на уплощенных возвышенностях, особенно в селловинах. Повышенная водообильность селловин и уплощенных гольцов объясняется преобладанием в литологическом составе водоносного горизонта мелкозернистого материала. На склонах, благодаря хорошим фильтрационным свойствам водонепроницаемых пород и быстрому скатыванию вод к основанию склонов, уровень надмерзлотных вод практически совпадает с глубиной сезонного оттаивания. У пологих склонов надмерзлотные воды образуют расчлененные выходы и подтопляются рыхлыми отложениями долин.

С наступлением зимы в верхней части водоносного горизонта образуется мерзлый водупор, и воды на отдельных участках становятся сладко насыщенными, а выходы их сосредоточенными. Напор сохраняется до полного промерзания водоносного горизонта и приводит к образованию наледей и сезонных бугров тундры.

Надмерзлотные воды имеют нейтральную реакцию ($\text{pH}=6-6,6$) и являются ультрапресными с минерализацией 32-65 мг/л. Обшая и постоянная жесткость составляет 0,9-1,1 мг.экв/л, карбонатная - 0,7 мг.экв/л. По химическому составу они относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-магниево-кальциевому или хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевому классу, что выражается следующими формулами Курлова:



Неустойчивость режима и сезонное существование надмерзлотных вод позволяет использовать их лишь как источник временного питьевого водоснабжения.

Подмерзлотные воды по условиям циркуляции разделены на: пластово-поровые воды рыхлых отложений и трещинно-жильные воды кристаллических пород и зон разрывных нарушений.

Пластово-поровые подмерзлотные воды приурочены к рыхлым отложениям долин крупных рек района (Витим, Калар и др.) и Длинлинской впадины. Мощность подмерзлотного водоносного горизон-

та не установлена, но в Длинлинской впадине и в расширенных участках долин, по-видимому, довольно значительна.

Питание подмерзлотного водоносного горизонта осуществляется за счет трещинных, трещинно-жильных вод, а также за счет атмосферных осадков. Водопроницаемыми путями, связывающими характеризующихся осадков. Водопроницаемыми путями, связывающими характеризующихся осадков. Воды с областями питания, служат трещины и скважные талыки, несомненно, существующие в этих зонах и под крупными водотоками и озерами.

Площадь питания подмерзлотных вод во много раз превосходит площадь их распространения и в результате их постоянного подпитания они являются насыщенными. В летнее время выходы их рассеяны. В зимний период подмерзлотные воды образуют крупные наледы, отмеченные по рекам Калар, Ниж. Джигинда, Таксима, Долуга. Химический состав и условия циркуляции пластово-поровых подмерзлотных вод не изучены.

Трещинные и трещинно-жильные воды кристаллических пород и зон тектонических нарушений циркулируют в основном в трещинах, кристаллических сланцах и гнейсах архая, нижего протерозоя, орожденных по своим типологическим особенностям.

Интенсивная трещиноватость этих пород обуславливает трещинный тип их водопроницаемости и высокую водообильность, что при широкой распространенности пород архая и нижего протерозоя и создает огромные запасы трещинных вод.

Глубина развития эффективной трещиноватости не установлена, но, очевидно, значительно превышает мощность зоны многолетней мерзлоты. Верхний водупором трещинных вод служит нижняя граница зоны многолетней мерзлоты, вероятная максимальная глубина залегания которой 100-200 м (Варанов, 1965б). Поскольку поверхность нижего водупора трещинных вод в общем повторяет очертания рельефа, то наиболее водообильными являются пониженные участки и выходы источников трещинных вод наблюдаются в приобь-товских частях долин и в зонах тектонических нарушений. Зимой в местах их выхода по рекам Амгунякта, Вугуна, Октокиг и др. образуются крупные наледы, оттаивающие к концу июля - началу августа. Источники характеризующихся вод имеют чаще всего рассеянные выходы и дебиты около 1,5 л/сек. Источником питания подмерзлотных вод являются атмосферные осадки и надмерзлотные воды.

Трещинные и трещинно-жильные воды имеют нейтральную реакцию ($\text{pH}=6-6,6$) и являются мягкими с величинной обшей, постоянной и карбонатной жесткости не более 0,5 мг экв/л. Величина минерализации их около 45 мг/л.

По химическому составу описанные воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевым, и наиболее типичный состав их выражается следующей формулой Курцова:

НСО₃ 55 с128
МО,04
№67 саз7

Трещинные и трещинно-жильные воды могут быть использованы для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Баранов И.И. Многолетняя и сезонная мерзлота. В кн.: Природные условия и естественные ресурсы СССР. Предаль-калье. "Наука", 1965.

Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962.

Гусев В.Н. Новые данные о верхней возрастной границе нижнепалеозойских триптонидов южной части Витимского плоскогорья. Тезисы докладов Первой научной конфер. геол. секции им. В.А.Обручева Забайкальск.отдела Геолграф. об-ва СССР. Чита, 1963.

Дзевановский Ю.К. О хро-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Тр. ВЭГЕТИ, нов.серия, том 97, 1964.

Друтова Г.М., Неелов А.Н. Подлиметаморфизм докембрийских образованных южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. доб. геол. докембрия, вып.1, 1960.

Жавабон Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Прибайкальская, лист N-50-IX. Объяснительная записка. Постгеолтехиздат, 1963.

Кориковский С.П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. Тр. ВЭГЕТИ, вып.5, 1962.

Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ТУИ, вып.39, геолог.сер.,31, 1948.

Салоп И.И. Геология Байкальской горной области. Том I. "Недра", 1964.

Салоп И.И. Геология Байкальской горной области. Том II. "Недра", 1967.

Судовиков Н.Г., Неелов А.Н. К вопросу о возрасте станового комплекса. Тр. доб. геол. докембрия, вып.1961. С М е л о в с к и й С.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист N-50-50 (Бретенск). Объяснительная записка. Постгеолтехиздат, 1962.

Смеловский С.П. Новые данные по истории геологического развития Олёкмо-Витимской горной страны. -Изв. Забайкальск. фил. Геолграф. об-ва СССР. Том II, вып.1. Чита, 1966.

Смеловский С.П. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Олёкмо-Витимской горной страны (север Читинской области). -Зап. Забайкальск. фил. Геолграф. об-ва СССР, вып. XXII, Тр. отд. геол. им. В.А.Обручева, № 4. Чита, 1966.

Гаусон Д.В. Геохимия речных элементов в триптонидях. Изд-во АН СССР, 1961.

Флоренсов Н.А. Геоморфология. -В кн.: Геология СССР, т. XXXVI, ч. I. Госнаучтехиздат, 1961.

Ф о н д о в а я л и т

Алешко Ю.Б., Столбина И.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тундик и Намаржит, левых притоков р. Кэнда (юго-восточная часть листа 0-50-XXXX). Отчет о работе партии № 3 за 1962 г. 1963.

Алешко Ю.Б., Столбина И.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна орещенно-течения р. Сибирдан (северо-восточная часть листа 0-50-XXXX). Отчет о работе партии № 3 за 1963 г. 1964.

Алешко Ю.Б., Столбина И.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Кудя Малая и Сибирдан (северо-западная часть листа 0-50-XXXX). Отчет о работе партии № 3 за 1964 г. 1965.

Алешко Ю.Б., Столбина И.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна орещенно и верхнего течения р. Такаима (юго-западная часть листа 0-50-XXXX). Отчет о работе партии № 3 за 1965 г. 1966.

I/ Работы, местонахождение которых не указано, хранятся в геологическом фонде Читинского ГТУ.

Голощук в П.М. Геологическое строение и полезные ископаемые территории бассейна нижнего течения р.Карента в междуречье Витима и Нерчи, 1965.

Гулин В.А. Результаты геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:200 000 Калканской геологосъемочной партии на площадях междуречья Унширо-Олёкмы и правобережья р.Витима в районе пос.Калакан за 1951 год, 1952.

Горелов В.Г., Раузер А.А. и др. Предварительный отчет по теме: "Магматизм Станового хребта и Олёкмо-Витимского нагорья", 1964.

Горелов В.Г., Савосина А.К. Промежуточный отчет по теме: "Магматизм Станового хребта и Олёкмо-Витимского нагорья", 1965.

Дежнев Г.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Витим (кго-восточная часть листа 0-50-XXXII). Отчет о работе партии № 1 за 1961 г. 1962.

Иванов М.В., Горюдинов В.Д. и др. Отчет о триапетрических работах, проведенных Триапетрической партией в 1961-1962 гг. на территории северных и центральных районов Читинской области, 1962.

Колесников В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые рек Дзело и нижнего течения Эймонк (кго-восточная часть листа 0-50-XXXIV). Отчет о работе партии № 4 за 1962 г. 1963.

Кибанов Г.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Прибайкалья, лист М-50-IV. Объяснительная записка, 1964. Фонд Бурятского ТТУ.

Киселева З.Н., Кислицин В.Н. и др.

Объяснительная записка к геоморфологической карте Олёкмо-Калдарского золотосносного района, 1965.

Горюдинов В.Д., Настюхин Л.А. Отчет по теме: "Обобщение и анализ мапериалов региональных геофизических работ для составления прогнозно-металлогенической карты Уго-Восточного Забайкалья масштаба 1:200 000", 1965.

Озерский А.Ф., Борисов В.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Олёкмы в низовьях рек Муоклаккан. Средняя Муокла и Вармакит. (Окончательный отчет Средне-Муоклинской геологосъемочной партии за 1963-1965 гг.), 1966.

Смеловский С.П., Лихобабенко Г.А. Отчет Докембрийской тематической партии за 1962 год, 1963.

Смеловский С.П., Фалькин Е.М. и др. Отчет тематической партии № 4 за 1963 год, 1964.

Смеловский С.П., Денюк Л.Н. и др. Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых северной части Читинской области масштаба 1:500 000, 1965.

Смольский П.А. Результаты геологических исследований в районе среднего течения р.Витим (лист М-50). Окончательный отчет Калканской геологосъемочной партии за 1944 г. 1945.

Суолеников В.В., Дюбин М.А. и др. Отчет по аэроматгитным работам в районе Восточного Забайкалья за 1955 г. 1956.

Токкин В.Ф., Дяшенок Г.И., Окунев Л.Е. и др. Отчет о результатах работ партии № 192 Соновской экспедиции за 1950 г. 1952.

Фалькина Н.А., Орлов И.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Калдар. (Промежуточный отчет Средне-Калдарской геологосъемочной партии за 1965 г.), 1966.

Фалькин Е.М. Окончательный отчет тематической партии № 4 по теме: "Стратиграфия докембрийских образований северной части Читинской области", 1966.

Приложение I
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и имя автора	Название работы	Год издания	Местонахождение или место издания
1	2	3	4	5
1	Дзевановский Д.К.	Геология и полезные ископаемые правобережья р.Витим между пунктами Калакан и Кокаревной	1945	728
2	Ляховицкий В.М., Зацепин Е.И. и др.	Пояснительная записка к карте золотопромышленности Читинской области	1959	009349
3	Напарте В.А., Кутлов Н.Б.	Промежуточный отчет о результатах поисковых работ Калаканской партии за 1962 г.	1963	10484
4	Смегловский С.П., Багабаев В.Ф. и др.	Промежуточный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1:1 000 000, проведенным Тунгооченской партией в 1956 г.	1957	8139
5	Соснинский О.В., Шишов А.И. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Нижне-Калаканского хребта. (Отчет Нижне-Калаканской партии о работах 1962-1965 гг.)	1966	11407

1	2	3	4	5
6	Чернявский В.И.	Отчет по реконструированным геологическим исследованиям Калаканского вадьянта трассы на участке р.Витим	1959	7190
7	Шевчук Г.М., Шишов А.И.	Отчет о результатах спектрометрометрических и геологических работах, проведенных Ялоновой партией в 1960 г. на правобережье среднего течения р.Витим	1961	9848

I/ Материалы хранятся в геологическом фонде Читинского ГТУ.

Приложение 2

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

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние участка (галии)	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использования матер. для по-списку (при-лож. I)
СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ					
Карбонатные породы известняки					
37	IY-I	Вятское	Законсервировано	К	5
3	I-I	Талаганское	То же	К	5
Обломочные породы галька и гравий					
43	IY-2	Акулиновское	Законсервировано	К	6
38	IY-I	Далгинское	То же	К	6

Приложение 3

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-III КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования матер. для по-списку (при-лож. I)
1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цвета металлов				
Свинец и цинк				
15	I-4	р. Верх. Калдагачан	Металлометрический ореол рассеяния свинца (0,005-0,01%), цинка (0,01-0,03%)	5
25	II-3	р. Вуглуна	Металлометрический ореол рассеяния свинца (0,05-0,01%, редко 0,02-0,05%), цинка (0,01-0,03%)	5
39	IY-I	р. Вятки	Кварцевая жила с вкраплениями сульфидов. Содержание свинца 0,21-0,79%, цинка 0,06-0,065%, меди 0,21-0,74%	1

1	2	3	4	5
26	П-3	р. Бутугма	Металлометрический ореол рассеяния (0,01-0,05%)	5
21	П-2	р. Уюмун Полиметаллические руды	Металлометрический ореол рассеяния цин- ка (0,01-0,09%), свинца (0,005-0,01%), серебра (следы).	5
29	Ш-2,3 П-2,3	р. Дезде	Металлометрический ореол рассеяния цин- ка (0,007-0,05%), свинца (0,01-0,05%), серебра (следы- 0,005%).	3
32	Ш-3 П-3	г. Лопор	Металлометрический ореол рассеяния свин- ца (0,005-0,01%, ред- ко 0,02-0,05%), цинка (0,01-0,09%), серебра (следы-0,003%).	5
35	П-1	р. Бутарихта	Металлометрический ореол рассеяния свинца (0,009%), серебра (следы)	3
41	П-2	р. Качар	Металлометрический ореол рассеяния свинца (0,009%), цинка (0,01-0,09%), серебра (следы)	3

1	2	3	4	5
44	П-2	р. Каннорин	Металлометрический ореол рассеяния цин- ка (0,01-0,09%), свинца (0,001-0,009%), серебра (следы 0,003%)	3
45	П-3	Лопорское	Зона дробленых гра- нитов с вкрапленно- стью сульфидов. Сдер- жаные свинца 0,001- 0,01%, редко 0,5%, цинка 0,01-0,3%, се- ребра следы - 0,001%	5
		Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы Золото		
	П-2	Левый при- ток р. Такси- ма	Окварцованные породы в зоне разлома. Сдер- жаные золота в штучной пробе 0,2 г/т	5
	П-3	р. Октокип	Кварцевая жила с ред- кой вкрапленностью молібденита. Содержа- ние молібдена 0,001%	5
	П-3	р. Октокип	В обломках кварца мет- кая вкрапленность молібденита. Содержа- ние молібдена 0,001- 0,002%, единичные про- бы - 0,03%	5
	П-3	р. Октокип	Кварц-полевощтабовая жила с редкой вкрап- ленностью молібденита. Содержание молібдена 0,001%	5

1	2	3	4	5
II	I-3	р.Октокилт	Прожилки кварца с редкой вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,002%	5
I3	I-3	р.Октокилт	Мелкая редкая вкрапленность молибдена в обожренных обломках пегматита. Содержание молибдена 0,001%	5
22	II-2	р.Усмун	Кварцевая жила с редкой вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,002%	5
23	II-2 III-2	р.Усмун	Металлогенетический ореол рассеяния (0,001-0,004%)	5
36	IY-I	р.Витина	Шликовой ореол рассеяния (знаки-350 мг/м ³)	5
Серебро				
I7	II-I	р.Тулннга	Металлогенетический ореол рассеяния (следы - 0,001%)	7
49	IY-3	р.Коннорин	То же	5
Р е д к и е м е т а л л ы				
Олово				
28	III-I IY-I	р.Бугларикта	Металлогенетический ореол рассеяния (0,005-0,007%, редко 0,02%)	5

1	2	3	4	5
Вольфрам				
I	I-I	р.Талакан	Шликовой ореол рассеяния шевелита (знаки)	5
2	I-I	р.Талакан	То же	5
Молибден				
5	I-3	р.Октокилт	Прожилки кварца с редкой вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,001%	5
6	I-3	р.Октокилт	Шликовой ореол рассеяния молибдена (знаки)	5
27	III-I	р.Балацзан	Металлогенетический ореол рассеяния молибдена (0,001-0,004%)	5
30	III-3	р.Калар	Зона какаглазирванных кристаллических сланцев с вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,002%	5
31	III-3	р.Топор	Пегматитовые прожилки с редкой вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,001%	5
33	III-4	р.Калар	Прожилки кварца с вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,007%	5
42	IY-2	р.Калар	В сваялах аилита вкрапленность мелких чешуек молибдена. Содержание молибдена 0,05%	1

1	2	3	4	5
46	IV-3	р.Топор	Дайка пегматита с мелкой вкрапленностью молибдена. Содержание молибдена 0,01%	5
		Тантал и ниобий		
12	I-3	Верховье р.Октокит	Шлиховой ореол рассеяния тантало-ниобатов (знаки), знаки шедита и молибдена	5
18	I-2	р.Усмун	Шлиховой ореол рассеяния тантало-ниобатов (знаки)	5
19	II-2,3 III-3, II-3	р.Бутумна	То же	5
24	II-2, III-2	р.Джелу	"	5
50	IV-3	р.Коннори	"	5
		Бериллий		
16	II-1	р.Туллингта	Металлометрический ореол рассеяния (0,001-0,003%).	7
51	IV-3	р.Коннори	То же	5
		Редкие знаки		
40	IV-2	р.Джелу	Окварцованные граниты с редкой вкрапленностью орлита. Содержание ниобия 0,01%, церия 0,1%, тантана 0,1%	3

1	2	3	4	5
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Химическое сырье		
		Флюорит		
		р.Катар	Кварц-погвоштованная жила с флюоритом. Содержание флюорита 0,5-10%	5
		Неоликратные		
		Трафит		
		р.Октокит	Мраморизованные известняки с вкрапленностью трафита с размером чешуй до 5 мм. Содержание трафита 5%	5
		Оз.Аганак	Свая мраморизованных известняков с мелкой вкрапленностью трафита. Содержание трафита 2-3%	5
		р.Ниж.Джигинда	Мраморизованные известняки с мелкой вкрапленностью трафита. Содержание трафита 5-7%, реже 10-12%	5
		р.Витим	То же. Содержание трафита не более 10%	5

I	2	3	4	5
47	ГУ-3	р.Катар ПОДЛОЧНЫЕ КАМНИ	В алмазны валун нейрита фиштакково- зеленого цвета (35x20x7 см)	I

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение 3

Стратиграфия 6

Интрузивные образования 32

Тектоника 55

Геоморфология 64

Полезные ископаемые 70

Полезные воды 81

Литература 84

Приложение 88