

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МЕТАМОРФИЗМ  
ДОКЕМБРИЯ  
В РАЙОНЕ  
БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ  
МАГИСТРАЛИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

# МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЯ В РАЙОНЕ БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ

3933



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1983



В книге обобщены данные многолетних исследований ведущих специалистов из различных организаций, занимающихся проблемами регионального метаморфизма и связанными с ними вопросами в районах Восточной Сибири, которые примыкают к грассе Байкало-Амурской магистрали. Представлены очерки по геологии, петрологии и металлогенической специализации метаморфических пород Витимо-Алданского щита, Джугджуро-Становой, Байкальской и Монголо-Охотской складчатых областей. Работа рассчитана на геологов и петрологов, занимающихся проблемами метаморфизма и метаморфического рудообразования.

О т в е т с т в е н н ы й    р е д а к т о р :

А.Н. НЕЕЛОВ

Рецензенты:

С.И. ТУРЧЕНКО, И.С. СЕДОВА

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Десять лет назад в связи с составлением карты метаморфических поясов СССР (Метаморфические пояса СССР, 1971) был обобщен весь имевшийся фактический материал по геологии и петрологии метаморфических комплексов юга Восточной Сибири и установлены ведущие закономерности эволюции эндогенных процессов в этом регионе. Тогда была создана в целом непротиворечивая картина, существенные фрагменты которой сохранились неизменными вплоть до настоящего времени. Вместе с тем были выявлены спорные вопросы, дискусируемые и сейчас с неменьшей остротой, чем десять лет назад. Возникли и новые проблемы, ранее даже не обсуждавшиеся.

Одной из важнейших новых проблем геологии раннего докембрия являются возрастные соотношения между эндогенными процессами, проявленными в пределах двух главных типов структур континентов: гранит-зеленокаменных и гранулиго-гнейсовых ареалов. Ранее для Восточной Сибири считалось, что древнейшие образования в этом регионе представлены супракрустальными и плутоническими комплексами, повсеместно метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Действительно, там где они встречались, они всегда выступали как более или менее переработанные в процессе позднеархейского, станового, тектогенеза реликты. В настоящее время нет никаких оснований сомневаться в соотношениях такого рода применительно к конкретным районам. Однако временная корреляция эндогенных событий на огромных площадях Восточной Сибири сопряжена с серьезными, а иногда и непреодолимыми трудностями. Опыт же исследования многих регионов докембрия свидетельствует о существенных различиях геоблоков земной коры по типу геологической эволюции и о многократности таких эндогенных процессов, как региональный метаморфизм гранулитовой фации.

Недавно выполненный анализ имеющегося в мировой литературе материала по геологии и петрологии архея (Высокоградиентные..., 1982) не дает однозначного решения проблемы возрастных соотношений эндогенных процессов, проявленных в пределах двух названных типов структур. С одной стороны, известны гранит-зеленокаменные области, в пределах которых развиты не только древнейшие тоналитовые гнейсы, но и перекрывающие их супракрустальные толщи (включающие, в частности, специфическую для архея коматиит-

базальтовую ассоциацию вулканитов) с возрастом более 3500 млн. лет. В качестве более молодых по отношению к ним выступают гранулитовые комплексы пород, слагающие латерально дифференцированные по термодинамическим режимам глубинного петрогенезиса пояса, окаймляющие массивы древнейшей стабилизации (древние кратоны). Такие соотношения известны в Южной Африке, Австралии и т.д. С другой стороны, известны ареальные гранулитовые комплексы, сопоставимые по возрасту с археем гранит-зеленокаменных областей. Древнейший из них установлен в Западной Гренландии, где они, судя по изотопно-геохронологическим и геологическим данным, синхронны с супракрустальной формацией Исуа (около 3700 млн. лет).

Общий анализ геотермической эволюции литосферы в раннем докембрии показал, что с течением времени фоновый теплопоток через континентальную литосферу снижается, но вместе с тем увеличивается степень латеральной дифференцированности геотермического режима глубинного петрогенезиса в связи с дифференциацией тектонического режима (Глебовицкий, 1981). Упомянутые только что древнейшие гранулиты возникли при вертикальном градиенте температуры около  $35-40^{\circ}/\text{км}$ , что близко к значениям, которые получены для древнейших гранит-зеленокаменных областей (около  $45^{\circ}/\text{км}$ ). В отличие от этого по гранулитогнейсовым ареалам и поясам получены вариации среднего геотермического градиента в период метаморфизма от  $25$  до  $50^{\circ}/\text{км}$ , причем эти изменения подчиняются определенной закономерности, так что наиболее низкоградиентные режимы свойственны существенно симатическим участкам коры, где, как предполагается, предварительно произошла магматическая базификация, что и определило тенденцию к нисходящим движениям и относительноному охлаждению литосферы.

Еще более заметная латеральная дифференциация геотермических режимов произошла в позднем архее или на рубеже раннего протерозоя, когда начали формироваться так называемые эклогито-гнейсовые комплексы. Они довольно широко распространены в раннедокембрийском основании подвижных поясов неогей, но известны и в фундаменте древних платформ. Древнейшим из известных является беломорский комплекс на Балтийском щите, сформированный в процессе ребольского тектогенеза 2800 млн. лет назад. По-видимому, близок к нему становой комплекс в Восточной Сибири, а именно в восточной части Джугджуро-Становой складчатой области.

В последние годы в Восточной Сибири в бассейне р. Олёкмы был выявлен фрагмент типичного гранит-зеленокаменного ареала, частично рассмотренного в статьях коллективов авторов (Г.М. Другова, С.А. Бушмин и др.), посвященных олондинскому и олёкминскому комплексам. Приводимые в них материалы убедительно свидетельствуют о сходстве разрезов супракрустальных толщ с разрезами древнейших зеленокаменных поясов, а первые изотопно-геохронологические характеристики — об архейском их возрасте. Ареальное проявление высокоградиентного метаморфизма лишней раз подчеркивает это сходство. Вместе с тем соотношение названных

комплексов пород с гранулитами курульгинской серии остается дискуссионным, что обусловлено прежде всего слабой геологической изученностью региона. Поэтому неопределенность выводов, содержащихся в упомянутых статьях, вполне оправдана. Еще менее ясными кажутся возрастные соотношения между эндогенными процессами, проявленными в пределах Олёкминского гранит-зеленокаменного и Алданского гранулитогнейсового ареалов.

Более 10 лет назад (Метаморфические пояса СССР, 1971) была установлена латеральная неоднородность гранулитового метаморфизма в пределах Алданского ареала. Позже (Высокоградентные..., 1982) удалось показать, что эта неоднородность возникла не на самом раннем этапе эволюции, а во время второго цикла развития региона. Связана она с ранее существовавшей неоднородностью земной коры, испытывавшей в таких зонах, как Сугамская, магматическую базификацию.

В статье Н.И. Московченко с соавторами содержатся интересные материалы по эндогенным процессам в автономно развивающихся блоках земной коры на южной окраине Алданского массива и предлагается выделение холодниканского комплекса, который, по мнению авторов, не испытывал преобразований в условиях гранулитовой фации и в котором сохранились структуры догранулитового этапа развития. Тем самым сформулирована гипотеза об относительно молодом возрасте гранулитового метаморфизма, проявленного в пределах Алданского ареала. Однако несмотря на всю заманчивость идеи, она пока еще не выглядит вполне обоснованной. Дело в том, что в районе распространения стратотипа холодниканского комплекса интенсивно проявлен поздний зеленосланцевый диафрез, что затрудняет изучение петрологии этих толщ и их корреляция с ранее изученным чульманским комплексом (Судовиков и др., 1965).

Таким образом, приходится констатировать, что одна из кардинальных проблем геологии раннего докембрия — возрастные соотношения эндогенных процессов в пределах гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых ареалов — оказывается нерешенной для рассматриваемого в настоящем сборнике региона. Их присутствие на Витимо-Алданском щите, территориальная близость создают необходимые предпосылки для ее решения. Отсюда вытекает необходимость целенаправленных исследований в бассейнах рр. Олёкмы и Алдана с привлечением всего комплекса методов изучения метаморфических комплексов.

Много дискуссионных проблем связано с изучением Джугджуро-Становой складчатой области. Существование самостоятельного супракрустального станового комплекса обсуждается и оспаривается давно. Сама эта гипотеза является альтернативой известным представлениям Д.С. Коржинского и его последователей о том, что развитые в Становой зоне метаморфические породы являются продуктами протерозойского диафреза и гранитизации гранулитового алданского комплекса. Однако в последние годы положение осложнилось. Были найдены новые решения проблемы становика, интересные своей оригинальностью, но пока еще спорные по существу.

Так, В.М. Кострыкина, признавая самостоятельность станового комплекса, обосновывает представление о термической зональности в нем, отражающей изменение степени метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Причем в низкотемпературные зоны попадают толщи желтулакского комплекса. Ранее (Судовиков и др., 1965) было показано, что последний слагает узкие тектонические блоки, окруженные диафгоридами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций по гнейсам амфиболитовой фации, мигматитам и гранито-гнейсам станового комплекса. Эти диафгориты включены в соответствующие зоны метаморфизма станового комплекса. Очевидно, что факты такого рода противоречат идее моноциклического неоднородного метаморфизма.

Оригинальное представление о геологии и петрологии станового комплекса предлагается В.И. Шильдинером с соавторами. Они сопоставляют его с алданским гранулитовым комплексом и считают, что на ранних этапах развития региона метаморфизм был неоднородным и степень его менялась от амфиболитовой до гранулитовой фации. Широко же проявленный диафгорез, как у Н.Г. Судовикова и др., связывается с формированием протерозойского (желтулакского) комплекса. Но синхронизации алданского и станового комплексов противоречат наблюдения в зоне сочленения Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области, где доказывается наложенный характер метаморфизма амфиболитовой фации и соответствующей гранитизации. Особенно отчетливо это видно в районе Холодниканского перевала, где в процессе строительства железнодорожной магистрали Тынды-Беркакит появились новые прекрасные обнажения, в которых эти преобразования можно исследовать с большой детальностью.

Независимо от решения указанных спорных вопросов геологии и петрологии станового комплекса остается еще одна важная проблема — установление точных параметров глубинного петрогенезиса в восточной части Джугджуро-Становой складчатой области, где существуют данные о проявлении крайне высокобарического метаморфизма и о формировании комплекса пород, близкого к эклогито-гнейсовым. А их появление знаменует собой существенный перелом в геодинамической обстановке, связанный с формированием крупных континентальных массивов (Высокоградиентные..., 1982). Поэтому решение указанной задачи может иметь большое значение для разработки важнейших проблем тектоники докембрия.

Проблема протерозойского этапа эволюции эндогенных процессов наиболее остро стоит и в то же время наиболее успешно решается в Кодаро-Удоканском районе и в пределах Байкальской горной области. В первом из них до сих пор не выяснен вопрос о соотношении метаморфизмов удоканского и олондинского комплексов. Сходство их термодинамических режимов наводит на мысль об одновозрастности этих явлений. В то же время данные о сложной эндогенной эволюции Олёкминского гранито-зеленокаменного ареала заставляют усомниться в правильности такого решения. Непосредственные же соотношения удоканского и олондинского комплек-

сов наблюдаются редко, а поэтому они до сих пор не изучены все-сторонне, что и определяет необходимость целенаправленных исследований.

В пределах Байкальской горной области по-прежнему дискуссионным остается вопрос о полиметаморфическом характере так называемого мамского комплекса. А.Н. Неелов и В.Н. Подковыров приводят новые данные о неоднократности преобразования указанных пород. Но, по-видимому, вопрос пока еще нельзя считать решенным, так как приведенные ранее С.П. Кориковским и В.С. Федоровским (1980) доводы в пользу единой зональности протерозойского метаморфизма являются убедительными. Некоторая ясность внесена в последнее время в решение проблемы возраста этой зональности, и публикуемые в данном сборнике материалы позволяют подтвердить сделанный ранее на основании геологических наблюдений вывод о том, что она сформировалась в раннем протерозое.

Резюмируя все сказанное выше, нужно констатировать, что появившиеся в последние годы данные не только вносят определенную ясность в решение вопросов геологии и петрологии метаморфических комплексов юга Восточной Сибири, но вскрывают новые, очень важные проблемы, решение которых позволит выявить наиболее существенные особенности тектоники раннего докембрия и геодинамических режимов глубинного петрогенезиса. Можно надеяться, что публикация сборника привлечет внимание исследователей к таким проблемам.

В.А. Глебовицкий

### Л и т е р а т у р а

В ы с о к о г р а д и е н т н ы е режимы метаморфизма в развитии земной коры. - Л., 1982. - 230 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Принципы и методы палеогеотермического анализа. - В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981, с. 5-12.

К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. - М., 1980. - 298 с.

М е т а м о р ф и ч е с к и е пояса СССР. - Л., 1971. - 260 с.

В'ИТИМО-АЛДАНСКИЙ ШИТ

С.А. Бушмин, Г.М. Другова, А.Л. Харитонов

МЕТАМОРФИЗМ ОЛЁКМИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ  
(ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Олёкминская складчатая зона на западе граничит с Байкальской горной областью, на юге по Южно-Алданскому глубинному разлому сочленяется со Становой складчатой системой и на востоке обрамляет Алданский массив. Несмотря на длительный период изучения зоны, особенно интенсивно проводившегося начиная с 60-х годов, до сих пор ряд геологических положений остается дискуссионным, а данные о термодинамических режимах метаморфизма недостаточно полны и противоречивы.

В пределах зоны с давних времен выделялась олёкминская серия, отнесенная Н.В. Фроловой (1958) к низам архея Алданского шита. В дальнейшем кристаллические породы олёкминской серии стали считать более молодыми, чем иенгская серия алданского архея, и сопоставлять их со становой серией (Дзевановский, 1958), возраст которой в настоящее время считается верхнеархейским. Е.П. Миронюк (1966, Миронюк и др., 1971) расчленил комплекс докембрийских пород, включавшихся в олёкминскую серию, на разновозрастные толщи: наиболее древнюю нижнеархейскую курультинскую серию, более молодую архейскую олёкминскую серию и две серии — борсалинскую и субганскую, отнесенные им к нижнему протерозою. Общее субмеридиональное простирание зоны обусловлено направлением западного края Алданского массива, а формирование субмеридиональных структур Олёкминской зоны относится, по-видимому, к раннему времени заложения обрамляющих ядра древней стабилизации архейских кратонов подвижных зон. Сейчас, согласно широко распространенным взглядам, считается, что самыми древними образованиями Олёкминской зоны является курультинская серия нижнего архея, в состав которой включены гнейсы и кристаллические сланцы, метаморфизованные в гранулитовой фации. Считается, что выше залегают олёкминская и борсалинская серии, состоящие из гнейсов и сланцев, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Завершается разрез нижнепротерозойским осадочным комплексом удоканской серии.

Метаморфизмом пород Олёкминской зоны и его эволюции занимались многие исследователи (А.Н. Неелов, В.А. Кудрявцев и др.),

что в обобщенном виде нашло отражение, в частности, на карте метаморфических поясов СССР (Метаморфические пояса..., 1975). В связи с вышеизложенными представлениями о существовании разновозрастных геологических комплексов последовательно выделяются этапы метаморфизма, соответствующие областям развития пород гранулитовой и амфиболитовой фаций и немигматизированных зонально метаморфизованных комплексов, включая линейные грабены (троги, по В.С. Федоровскому). Раннеархейский этап метаморфизма гранулитовой фации протекал в режимах низких давлений; диафторез амфиболитовой фации и прогрессивный метаморфизм по отношению к новым осадочным толщам относились к кианит-силлиманитовому типу, а протерозойский метаморфизм характеризовался зональным распределением на площадях высокоградиентных режимов. Геологические исследования ИГГД АН СССР, проводимые в бассейнах рр. Хани, Олдонго, Эвонокит, Ат-Бастах, Куранах, дают возможность более детально характеризовать условия метаморфизма этапов развития зоны.

**Гранулитовая фация.** Породы гранулитовой фации широко развиты в бассейнах рр. Юс-Кюэль, Джелу и Куранах. Они представлены двумя толщами супракrustальных (?) пород курульгинской серии, мангерит-аноргозитовым комплексом (Шарков, 1981) и несколькими генерациями чарнокитовидов и эндербитов, завершающих структурно-метаморфический цикл развития раннеархейского времени. Нижняя толща курульгинской серии состоит из полосчатых пироксеновых и амфибол-пироксеновых сланцев, амфиболитов с прослоями гранатовых плагиогнейсов. Верхняя толща содержит пачки глиноземистых гнейсов, переслаивающихся с кварцитами, малоглиноземистыми гнейсами и известково-силикатными породами.

Поскольку древние супракrustальные породы, магматические образования, в том числе и чарнокиты, подвергались повторному метаморфизму, сопровождающемуся формированием новых генераций складок и зон бластомилонитизации, то восстановление режима раннеархейского метаморфизма возможно лишь при изучении наиболее сохранившихся участков пород курульгинского комплекса среди сложноскладчатых мигматитов, граниго-гнейсов, диафторитов амфиболитовой фации.

В этой работе граница амфиболитовой и гранулитовой фаций принимается согласно петрогенетической схеме В.А. Глебовицкого (1976) — по появлению ассоциации орто- и клинопироксена с плагиоклазом в кварцсодержащих породах, богатых кальцием. Критическими парагенезисами гранулитовой фации в основных сланцах являются гиперстен + клинопироксен + плагиоклаз, гиперстен + коричневый амфибол + плагиоклаз, клинопироксен + коричневый амфибол + плагиоклаз, биотит + гиперстен + клинопироксен + ортоклаз ± плагиоклаз + кварц, гранат + ортопироксен + кварц + магнетит. В гнейсах и кварцитах устойчивы парагенезисы гранат + биотит + плагиоклаз + кварц, гранат + кордиерит + биотит + плагиоклаз + ортоклаз + кварц, гранат + силлиманит + плагиоклаз + кварц ± ортоклаз, гиперстен + кордиерит + биотит ± плагиоклаз + ортоклаз + кварц, диопсид + плагиоклаз + кварц,

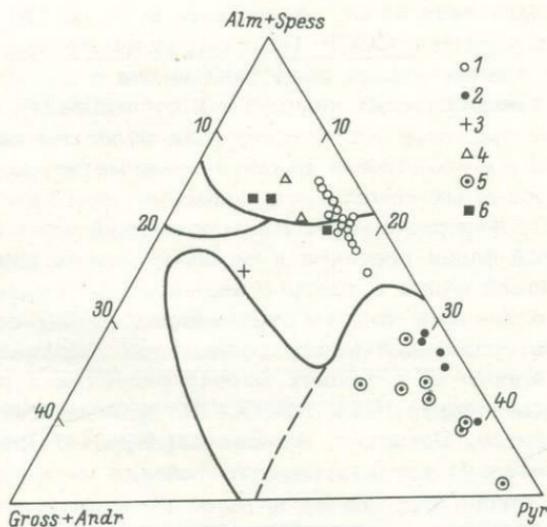


Рис. 1. Составы гранатов Олёкминской зоны из глиноземистых гнейсов.

1 - участок Бырылах; 2 - участок Куранах, 3 - итчилякская голща; 4 - сырылырская голща; 5 - гранат-биотитовые гнейсы курульгинской серии урочища Курульга по данным О.В. Грабкина и др. (1981 г.); гранат-гиперстеновые породы участка Куранах.

кварц+гиперстен+магнетит. Они соответствуют условиям силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации по классификации В.А. Глебовицкого.

На диаграмме компонентного состава гранаты (содержание пирропа от 30 до 39%) отчетливо группируются в поле гранулитовой фации (рис. 1). То же самое можно сказать и в отношении состава биотитов и амфиболов, которые на диаграмме  $TiO_2 - F_{общ}$  (рис. 2, 3) попадают в поле гранулитовой фации.

И голща основных кристаллических сланцев и голща глиноземистых гнейсов подвергались мигматизации и гранитизации, степень которой, по-видимому, была меньше, чем при образовании обширных полей гранитоидов амфиболитовой фации. Ранний жильный материал мигматитов в сланцах относится к гиперстеновым плагиогранитам (эндербигам) и гиперстеновым гранитам (чарнокитам), позже в гранатовых гнейсах образуются послонные жилы биотитовых и гранат-биотитовых гранитов с пертитовым калиевым полевым шпатом.

Для независимой оценки термодинамических условий гранулитового метаморфизма и проверки правильности выводов парагенетического анализа из наименее измененных участков были отобраны образцы гнейсов (участок Куранах) и основных кристаллических слан-

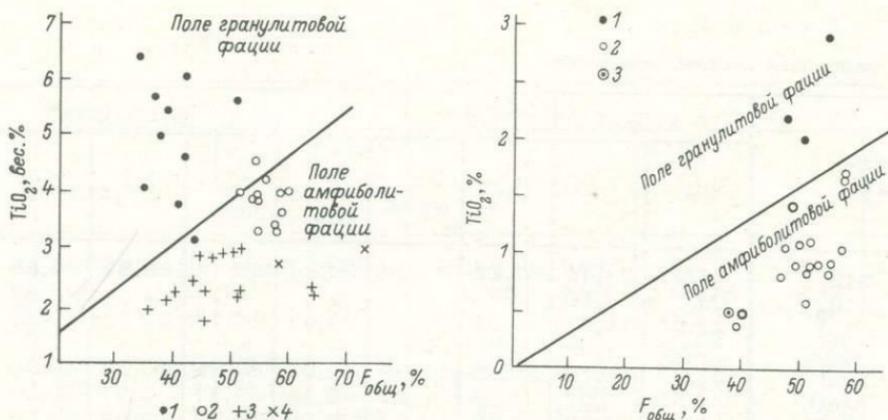


Рис. 2. Диаграмма  $TiO_2 - F_{общ}$  для биотитов Олёкминской зоны.

Биотиты: 1 - гнейсов участка Куранах, 2 - участка Бырылах, 3 - гнейсов и гранито-гнейсов олёкминской серии (по материалам В.С. Шкодзинского и нашим данным), 4 - гнейсов итчилякской толщи.

Рис. 3. Диаграмма  $TiO_2 - F_{общ}$  для амфиболов Олёкминской зоны.

1 - амфиболы из кристаллических сланцев курульгинской серии; 2 - из гнейсов и сланцев олёкминской серии, в том числе по данным О.В. Грабкина и др. (1981 г.) и В.С. Шкодзинского (1976); 3 - вторичные амфиболы из зон рассланцевания в анортозитах.

цев (р. Дзелу), в которых изучены составы сосуществующих минералов (табл. 1, 2).

Специально подбирались образцы глиноземистых гнейсов с парагенезисами биотита, граната, кордиерита, силлиманита и кварца, в которых характер распределения магния и железа между биотитом, гранатом и кордиеритом лежит в основе гермобарометров В.А. Глебовицкого, Л.А. Перчука, Л.Я. Арановича, лучше всего согласующихся в настоящее время и с экспериментальными данными и с состоянием природных систем. В тех случаях, когда в анализируемых образцах (шлифах) отсутствовали кордиерит или силлиманит, при определении давления по  $\ln \bar{K}$  условно допускалось, что эти минералы присутствуют в малом количестве.

Для расчета температур и давлений минералообразования использовались зависимость коэффициента разделения магния ( $\ln \bar{K}$ ) от давления в гранат-биотитовой паре (Термо- и барометрия..., 1977) и (см. ниже) уравнение (1) В.А. Глебовицкого, Г.М. Друговой (1979), а для кордиерит-гранатовых пар уравнения (2) и (3) Л.Л. Перчука, Л.Я. Арановича, К.К. Подлеского (Эволюция метаморфизма..., 1981):

Таблица 1

Химические составы минералов

Оксиды, вес. %	Б 1201-1		Б 1201-1а*					
	Gr	Bt	Gr <sub>1</sub>	Gr <sub>2</sub> , центр	Gr <sub>2</sub> , середи- на	Gr <sub>2</sub> , край	Gr <sub>3</sub>	Bt <sub>1</sub>
SiO <sub>2</sub>	36,95	34,42	37,17	37,24	36,86	36,64	38,81	36,58
TiO <sub>2</sub>	Сл.	4,10	-	-	-	-	-	3,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,21	18,95	20,97	20,85	20,62	20,73	22,14	19,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	1,65	-	-	-	-	-	-
FeO	33,25	19,26	32,55	32,99	32,91	32,82	30,22	18,99
MnO	2,50	0,07	3,28	3,21	3,24	3,17	3,07	0,09
MgO	3,65	8,12	4,05	4,23	4,03	3,77	3,81	8,96
CaO	1,41	0,11	1,22	1,21	1,08	1,05	1,11	-
Na <sub>2</sub> O	-	0,06	-	-	-	-	-	0,09
K <sub>2</sub> O	-	9,69	-	-	-	-	-	8,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,06	-	-	-	-	0,09
H <sub>2</sub> O	-	3,10	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,17	99,90	99,30	99,73	98,74	98,18	99,16	96,42
Fe/(Fe+Mg)	83,7	58,9	81,8	81,4	82,1	83,0	81,6	54,3
Pyr	14,6	-	16,2	16,6	16,0	15,2	16,2	-
Spess	5,7	-	7,4	7,1	7,4	7,2	7,4	-
Alm	75,7	-	72,9	72,8	73,6	74,5	72,8	-
Andr	-	-	-	-	-	-	-	-
Gross	4,0	-	3,5	3,4	3,1	3,1	3,5	-

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды, вес. %	Б 1203-2		Б 1211-2*			
	Gr	Bt	Gr <sub>1</sub> , центр	Gr <sub>1</sub> , край	Gr <sub>2</sub> , центр	Bt <sub>2</sub> , в центре граната
SiO <sub>2</sub>	37,26	34,76	38,84	38,22	38,33	36,06
TiO <sub>2</sub>	0,025	3,30	-	-	-	3,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,13	18,89	22,26	22,27	22,09	19,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	1,42	-	-	-	-
FeO	33,81	18,87	32,2	32,55	31,74	17,46
MnO	2,10	0,06	1,11	1,23	0,44	0,04
MgO	3,36	9,26	4,31	4,28	4,95	8,85
CaO	1,08	-	1,1	1,05	1,17	-
Na <sub>2</sub> O	-	0,20	-	-	-	0,11
K <sub>2</sub> O	-	9,22	-	-	-	8,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,03	-	-	0,25
H <sub>2</sub> O	-	3,40	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-
F	-	0,46	-	-	-	-
Сумма	100,02	99,84	99,85	99,60	98,72	94,46
Fe/(Fe+Mg)	85,1	55,0	80,7	81,0	78,2	52,5
Pyr	13,9	-	18,1	17,8	20,8	-
Spess	4,8	-	2,7	2,9	1,00	-

					Б 1203-1		Б 1209		
	Bt <sub>2</sub>	Bt <sub>3</sub>	Cord <sub>2</sub>	Cord	Gr	Bt	Gr	Bt	Cord
	36,22	36,10	48,96	47,57	37,16	34,64	36,4	34,60	48,76
	3,90	4,42	-	-	0,025	3,30	0,025	4,00	0,02
	19,88	19,26	33,85	40,68	22,82	19,10	21,95	19,35	33,15
	-	-	-	-	0,20	2,05	0,08	1,61	0,04
	19,47	18,90	6,99	5,11	34,02	18,90	35,47	19,58	7,97
	0,10	0,07	0,18	0,19	2,26	0,06	0,20	-	0,02
	8,98	8,77	8,54	5,03	3,26	8,37	4,09	7,43	7,31
	-	-	-	-	1,08	-	0,96	0,11	-
	0,04	-	-	-	-	0,14	-	0,19	0,15
	7,77	8,66	-	-	-	9,38	-	9,78	0,14
	0,08	0,06	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	3,55	-	3,43	1,85
	-	-	-	-	-	0,43	-	-	-
	96,44	96,24	98,52	98,58	100,00	99,92	99,15	100,08	99,41
	54,9	54,7	31,50	36,3	85,4	58,2	83,0	61,4	38,0
	-	-	-	-	13,4	-	16,5	-	-
	-	-	-	-	5,2	-	0,4	-	-
	-	-	-	-	78,4	-	80,4	-	-
	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-
	-	-	-	-	2,4	-	2,7	-	-

	Б 1211-2*		Б 1213			Б 1232-2	
	Cord <sub>1</sub>	Sill	Gr	Bt	Cord	Gr	Bt
	48,41	40,7	37,36	34,72	47,88	37,04	35,54
	-	-	0,025	4,20	0,03	0,025	3,78
	33,11	55,99	22,00	18,92	34,10	22,09	19,15
	-	-	0,08	0,71	-	0,12	0,47
	7,72	2,11	33,84	18,95	8,46	34,75	18,38
	0,09	0,03	0,36	0,02	0,04	0,99	0,03
	7,61	1,53	4,65	8,39	7,61	4,17	9,10
	-	0,04	1,24	0,11	0,06	0,67	0,06
	0,15	-	-	0,19	0,13	-	0,13
	-	0,02	-	9,60	0,12	-	9,87
	-	0,05	-	-	-	-	-
	-	-	-	3,30	1,75	-	3,30
	-	-	-	0,10	0,08	-	-
	-	-	-	0,35	-	-	0,49
	97,09	100,47	99,53	99,56	100,26	99,83	100,3
	36,3	88,3	80,4	56,7	38,4	82,3	53,7
	-	-	18,7	-	-	17,0	-
	-	-	0,7	-	-	2,4	-

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды, вес. %	Б 1203-2		Б 1211-2*		Gr <sub>2</sub> , центр	Bt <sub>2</sub> , в центре граната
	Gr	Bt	Gr <sub>1</sub> , центр	Gr <sub>1</sub> , край		
Alm	78.2		75.8	76.1	74.6	
Andr	1.0		-	-	-	
Gross	2.1		3.4	3.2	3.5	

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды, вес. %	Б 2323-8*						
	Gr <sub>1</sub>	Gr <sub>2</sub>	Bt <sub>1</sub>	Bt <sub>2</sub>	Pl <sub>1</sub>	Pl <sub>2</sub>	Opх
SiO <sub>2</sub>	37.73	36.41	35.88	36.19	60.06	59.06	56.73
TiO <sub>2</sub>	-	-	3.6	3.39	-	-	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.72	22.62	20.37	20.13	26.54	26.5	3.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
FeO	30.61	32.64	20.6	19.35	0.06	0.15	17.88
MnO	4.11	4.08	0.10	0.11	-	0.03	0.35
MgO	2.87	2.90	8.09	7.94	0.15	-	21.03
CaO	1.08	0.98	-	-	5.81	6.59	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.04	-	-	0.23	6.85	6.74	0.07
K <sub>2</sub> O	-	-	7.36	8.62	0.1	0.1	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.12	0.14	-	-	0.10
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.20	99.68	96.12	96.10	99.57	99.17	99.70
Fe/(Fe+Mg)	85.7	86.3	58.8	57.8	17.8	-	32.3
Pyr	12.4	12.0					
Spess	10.1	9.5					
Alm	74.2	75.6					
Andr	-	-					
Gross	3.3	2.8					

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды, вес. %	Б 1407-8		Б 1407-11		Б 1407-16-2		Б 1407-14	
	Gr	Bt	Gr	Bt	Gr	Bt	Gr	Opх
SiO <sub>2</sub>	37.94	36.62	38.3	35.74	38.02	36.40	36.9	48.26
TiO <sub>2</sub>	-	5.0	0.10	6.00	0.03	5.45	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.35	17.05	22.56	16.37	22.07	17.96	21.06	2.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.45	0.30	1.10	-	0.45	0.24	0.81
FeO	30.37	13.95	29.77	15.35	30.74	13.86	34.3	36.00
MnO	0.75	0.03	0.33	0.04	0.46	0.06	0.50	0.07
MgO	7.57	13.19	8.06	12.18	7.62	12.45	3.66	11.67
CaO	0.73	0.17	0.50	-	0.84	0.17	1.76	-

Оксиды, вес. %	Б 1211-2*		Б 1213		Б 1232-2		
	Cord	Sill	Gr	Bt	Cord	Gr	Bt
			76.9			78.7	
			-			0.5	
			3.7			1.4	

Оксиды, вес. %	Б 2323-9*					Б 1407-5		Б 1407-5a*	
	Cord <sub>1</sub>	Cord <sub>2</sub>	Cord <sub>3</sub>	Gd <sub>1</sub>	Gd <sub>2</sub>	Gr	Bt	Gr	Bt
	50.07	49.82	50.17	46.69	46.87	38.68	36.44	38.90	39.49
	-	-	0.03	0.58	0.54	0.04	5.70	0.05	4.09
	34.21	34.28	34.22	13.73	13.67	21.92	16.74	22.03	17.94
	-	-	-	-	-	-	0.58	-	-
	4.27	4.3	4.4	18.59	18.11	29.34	13.00	26.74	8.86
	0.11	0.08	0.06	0.41	0.39	0.49	-	0.60	-
	10.67	10.95	10.67	16.46	16.03	8.53	13.54	10.24	18.30
	-	0.04	-	0.29	0.36	0.73	0.23	0.76	-
	0.18	0.16	0.18	1.15	1.14	-	0.04	-	0.04
	0.04	0.06	-	0.05	-	-	10.25	-	7.59
	0.03	0.13	-	0.10	0.08	-	-	-	0.08
	-	-	-	-	-	-	2.60	-	-
	-	-	-	-	-	-	0.12	-	-
	-	-	-	-	-	-	1.31	-	-
	99.58	99.82	99.73	98.05	97.19	99.73	100.55	99.32	96.39
	18.3	18.0	18.8	38.8	38.8	65.7	35.9	59.4	21.4
						33.2		39.2	
						1.0		1.3	
						63.8		57.4	
						-		-	
						2.0		2.1	

Оксиды, вес. %	Б 1407-22			Б 1422-2		Б 1423-1	O136	
	Gr	Opх	Bt	Gr	Opх	Opх	Opх	Opх
	36.94	47.38	35.14	36.56	46.76	48.26	50.62	51.40
	0.04	0.12	4.00	0.03	0.09	0.18	0.14	0.25
	20.18	1.27	13.81	21.26	1.38	1.05	1.22	2.38
	0.48	0.97	2.42	0.61	1.22	0.20	0.30	0.50
	36.57	41.93	24.02	35.71	43.59	38.80	30.04	11.82
	0.19	0.06	0.01	0.53	0.17	0.52	0.67	0.31
	1.97	7.63	7.71	1.65	6.00	9.58	16.19	12.07
	3.11	0.33	0.06	3.46	0.45	0.90	0.67	20.65



Т а б л и ц а 2

Парагенезисы проанализированных образцов

Номер образца	Парагенезис	Место взятия
Б 1201-1	Cord Gr Sill Bt KFsp Pl Qu	Верховья р. Бырылах
Б 1201-1а	Cord Gr Sill Bt Pl KFsp Qu	То же
Б 1203-1	Gr Cord Bt Sill Sp KFsp Pl Qu	"
Б 1209	Gr Cord Sill Bt KFsp Pl Qu	"
Б 1203-2	Gr Cord Sill Bt Sp KFsp Pl Qu	"
Б 1211-2	Cord Gr Bt Sill Pl KFsp Qu	"
Б 1213	Gr Cord Sill Bt KFsp Pl Qu	"
Б 1232-2	Gr Cord Sill Bt KFsp Pl Qu	"
Б 2323-8	Cord Gr Bt Sill Pl KFsp Qu	Правый берег р. Юс-Кюель, гора Пеляга
Б 2323-9	Hy Gd Cord Bt Pl Qu	То же
Б 1407-5	Gr Bt KFsp Pl Qu	Верховье р. Куранах
Б 1407-5а	Gr Bt KFsp Pl Qu	То же
Б 1407-8	Gr Bt Cord Sill KFsp Pl Qu	"
Б 1407-11	Gr Cord Sill Bt KFsp Pl Qu	"
Б 1416-2	Cord Gr Sill Bt KFsp Pl Qu	"
Б 1407-14	Gr Hy Qu	"
Б 1407-22	Gr Hy Qu ( $\pm$ Bt)	"
Б 1422-2	Gr Hy Qu	"
Б 1423-1	Gr Hy Qu	"
Б 82	Gr Bt Mu Pl Qu	Р. Итчиляк
0136	Hy Di Am	Р. Джелу
0133д	Hy Di Am	"
624/2	Hy Di Am Pl	"
637/13	Pl Di Am	"
588	Gr Bt Am Pl Qu	Р. Итчиляк
0115	Am Bt Pl	Р. Юс-Кюель
027а	Am Bt Pl	Руч. Медвежий (приток р. Олдонго)

$$T = 1250 K_{Mg}^{Gr-Bt} + 385 \quad (T, \text{ } ^\circ\text{C}), \quad (1)$$

$$T = \frac{25986 + 0,148 (P - 6000)}{8,313 \ln K_{Mg}^{Cord-Gr} + 10,699} - 273, \quad (2)$$

$$P = T (12,7675 - 4,3118 \ln K_{Mg}^{Cord-Gr}) - 2064, \quad (3)$$

где  $K_{Mg}$  - коэффициенты распределения магния в сосуществующих минералах.

В табл. 3 приведены величины  $T$  и  $P$ , полученные преимущественно по формуле (1), и зависимости  $P$  от  $\ln K$ : 770-790° и 6,5-

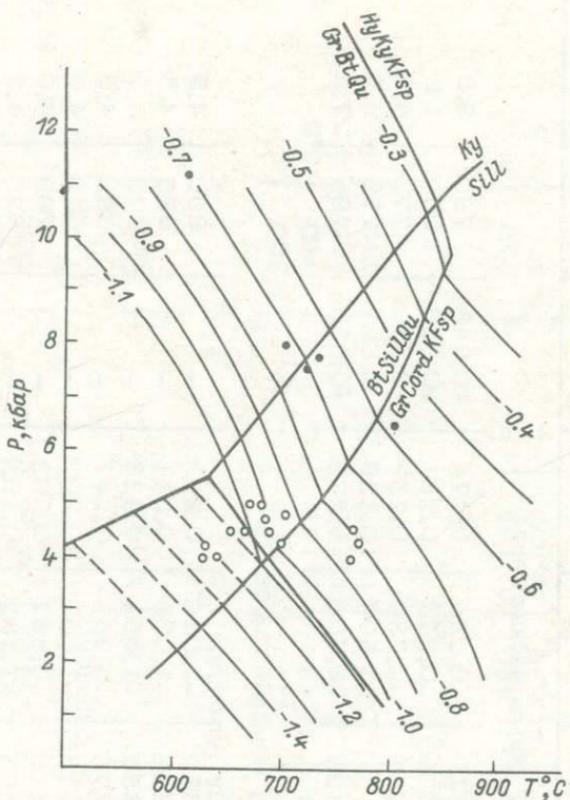


Рис. 4. Гранат-биотитовый термобарометр  $P-T-\ln K$ .

Светлые кружки – глиноземистые гнейсы участка Бырылах, темные – участка Куранах.

8 кбар (рис. 4). Эти температуры получены с учетом поправки  $\Delta K$  на отклонение состава фаз от средних составов (Термо- и барометрия..., 1977):

$$\Delta K = 0.30(\text{Fe}^{\text{Gr}} - 1.80) + 0.97(\text{Mn}^{\text{Gr}} - 0.03) - 0.43(\text{Fe}^{\text{Bt}} - 0.82).$$

Аномальные значения  $T$  и  $P$ , полученные для изученного на микрозонде образца Б 1407-5а, связаны с высокой магнезиальностью биотита (0.79), по-видимому, более позднего и поэтому не равновесного с проанализированным гранатом. Температура, измеренная по парагенезису клинопироксен + ортопироксен (Перчук, 1973) кристаллических сланцев, богатых кальцием, из обр. 0136, равна  $860^\circ\text{C}$  ( $X_{\text{Mg}}^{\text{Opx}} = 0.487$ ,  $X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}} = 0.640$ ,  $\bar{X}_{\text{Mg}} = 0.564$ ,  $\ln \bar{K}_{\text{FeO}} = -0.933$ ). Таким образом, режим регионального метаморфизма гранулитовой фации оценивается как умеренно градиентный с параметрами  $770-860^\circ\text{C}$  и 6,5–8 кбар (рис. 5).

Т а б л и ц а 3

P-T параметры минеральных равновесий в глиноземистых гнейсах

Номер образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bt}$	$X_{Mg}^{Gord}$	$\bar{K}_{Mg}^{Gr-Bt}$	$\ln \bar{K}$	$K_{Mg}^{Gr-Bt}$	$\Delta K$	T, °C	P, кбар
Участок Куранах, курульгинская серия									
Б 1407-5	0,337	0,650	-	0,519	-0,655	0,274	+0,048	790	8,0
Б 1407-5a	0,400	0,786	-	0,509	-0,676	0,181	+0,338	1030	11
Б 1407-8	0,302	0,628	-	0,481	-0,730	0,257	+0,056	775	8,0
Б 1407-11	0,323	0,585	-	-	-0,594	0,336	-0,027	770	6,5
Б 1416-2	0,303	0,615	-	0,493	-0,708	0,272	+0,050	790	7,5
Участок Бырылах, бырылахская толща									
Б 1201-1	0,154	0,428	-	0,359	-1,024	0,243	-	690	4,5
Б 1201-1a	0,168	0,455	-	0,368	-1,000	0,241	-	685	4,5
	0,157	0,450	0,680	0,350	-1,051	0,228	-	670	5,0 (4,0)
	0,169	0,452	-	0,375	-0,982	0,247	-	695	4,0
Б 1203-1	0,138	0,440	-	0,313	-1,161	0,203	-	640	4,0
Б 1209	0,170	0,403	0,620	0,420	-0,867	0,302	-	760	4,0 (5,3)
Б 1203-2	0,143	0,466	-	0,307	-1,182	0,191	-	625	4,2
Б 1211-2	0,215	0,474	-	0,454	-0,789	0,304	-	765	4,5
	0,184	-	0,634	-	-	-	-	660	4,5
Б 1213	0,195	0,441	0,615	0,442	-0,816	0,307	-	770	4,5 (6,1)
Б 1232-2	0,173	0,469	-	0,369	-0,997	0,237	-	680	5,0
Б 2323-8	0,128	0,410	-	0,312	-1,163	0,211	-	650	4,5
	0,123	0,421	-	0,293	-1,229	0,193	-	625	4,0
Итчилякская толща (р. Итчиляк)									
Б 82	0,104	0,473	-	0,220	-1,510	0,125	-	540	4,0
Олондинская толща (р. Олдонгдо)									
Б 39-1a	0,083	0,421	-	0,170	-2,230	0,094	-	500	?
Б 39-2	0,099	0,424	-	0,230	-1,470	0,149	-	570	3,5
093	0,123	0,429	-	0,250	-1,380	0,145	-	565	4,5
04-з	0,125	0,554	-	0,220	-1,510	0,115	-	550	3,5
Сырылырская толща (устье р. Хани)									
14	0,124	0,514	-	0,240	-1,420	0,134	-	550	4,0
512	0,091	0,492	-	0,184	-1,690	0,103	-	525	2,5

Примечание. Обр. 14 (Bt + Gr + St + Qu) и 512 (Bt + Gr + St + Qu) - из коллекции О.В. Грабкина с коллегами (Этапы..., 1981), остальные - материалы авторов - см. табл. 1. В скобках - величины давления, рассчитанные по формуле (3).

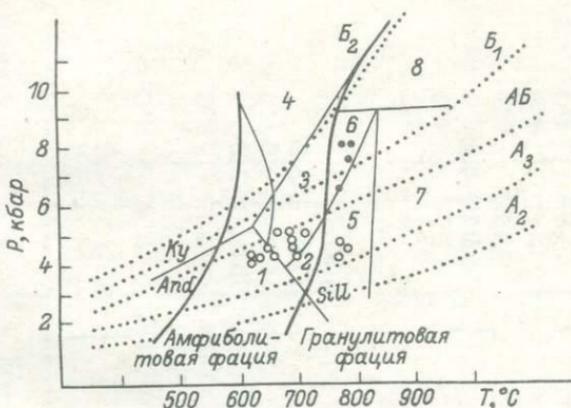


Рис. 5. Поля амфиболитовой и гранулитовой фаций по В.А. Глебовицкому (1976). Амфиболитовая фация, субфации: 1 – андалузит-гранат-биотит-мусковитовая, 2 – силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, 3 – силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовая, 4 – кианит-гранат-биотит-ортоклазовая. Гранулитовая фация, субфации: 5 – силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, 6 – силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовая, 7 – гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовая, 8 – гранат-гиперстен-силлиманитовая. Нанесены величины температур и давлений, определенные для гнейсов Олёмкинской зоны, участков Бырылах (светлые кружки) и Куранах (темные кружки).

Обращает на себя внимание изофациальность состава жильного материала мигматитов и более поздних обособленных тел чарнокитов с наложенными (зоны рассланцевания) чарнокит-эндербитовыми ассоциациями в анортозитах. В последних устанавливаются однотипные парагенезисы – ортопироксен + плагиоклаз + ортоклаз + кварц, клинопироксен + ортопироксен + плагиоклаз + ортоклаз + кварц, а по составам сосуществующих минералов – величины температуры  $\sim 920^\circ$ , близкие к экстремальным параметрам гранулитового метаморфизма (770–860  $^\circ\text{C}$ , 6,5–8 кбар). Такие же величины давления (7–8 кбар) в момент кристаллизации Каларского анортозитового плутона даются Е.В. Шарковым (1981). Здесь же обратим внимание на следующее: присутствие как согласных, так и секущих (?) линз, полос чарнокитизированных и неизмененных анортозитов (или плагиосланцев) среди кристаллических сланцев гранулитовой фации в контактах массива (например, верховье р. Джелу); наличие зон рассланцевания с гранулитовыми парагенезисами в краевой части массива (р. Куранах) при ограниченном масштабе чарнокитизации в целом всего массива. Все сказанное позволяет считать, что анортозиты рек Куранах–Джелу кристаллизовались на заключительных стадиях гранулитового метаморфизма по мере его затухания, одновременно или позже тел перемещенных чарнокитов. Этому не противоречат отдельные находки ксенодитов гиперстеновых гней-

сов в анортозитах (Шарков, 1981). Гранулитовые кристаллические сланцы в ряде мест секутся дайками пород основного состава, которые по минеральным парагенезисам также относятся к гранулитовой фации.

Практическое отсутствие в кристаллических сланцах, богатых кальцием, парагенезиса граната с роговой обманкой и клинопироксеном, который оказывается нестабильным при давлении ниже 7–8 кбар (Глебовицкий, 1976), не противоречит оценкам величин давлений, полученным по глиноземистым породам. Есть только единичные находки (участок Куранах) парагенезиса граната с клинопироксеном в чарнокитах и гиперстеновых гранито-гнейсах, которые можно связать с умеренно-повышенными давлениями. Правда, в мангерит-анортозитовом Каларском массиве в районе р. Куранах ассоциации гранат+гиперстен+клинопироксен и гранат+роговая обманка встречаются достаточно часто, но появление граната в них связано, по-видимому, с возрастанием железистости системы при наложенных метасоматических процессах. Следует еще отметить, что и в секущей курультинские сланцы дайке была отмечена ассоциация гранат+коричневый амфибол+плаггиоклаз, которая как будто бы фиксирует повышение давления при метаморфизме дайковых пород. Однако для древних пород других континентов постоянно отмечается появление даек с гранатовыми парагенезисами в толщах с высокоградиентным метаморфизмом. Для этого явления могут быть предложены различные объяснения, помимо повышения давления на каком-то этапе метаморфизма.

Обращает на себя внимание тот факт, что полученные данные по условиям гранулитового метаморфизма близки к оценкам температур и давлений в зверевском комплексе Алданского щита ( $P \approx 7-8$  кбар,  $T \approx 730-765$  °С; Глебовицкий, Другова, 1979), а также в меридиональной полосе гранулитов курультинского комплекса, прослеживающейся вдоль р. Олёкмы (район урочища Курульта, стратотипа курультинской серии). В последнем случае температура и давление, рассчитанные по данным О.В. Грабкина с коллегами (Этапы..., 1981), составляют 725–870 °С и 6–8 кбар (табл. 4).

Метаморфизм гранулитовой фации на конечных этапах сопровождался фрагментарно проявленными метасоматическими процессами, приведшими к формированию, с одной стороны, зональных участков, выщелоченных в условиях силлиманит-кварцевой метасоматической фации гнейсов и гранатовых кварцитов по пироксеновым сланцам, а с другой стороны – в сланцах тел умеренно железистых кордиерит-гранатовых бластоцитов и сильножелезистых гиперстен-гранатовых и гранатовых бластоцитов гранатовой метасоматической фации (Глебовицкий, Бушмин, 1983). Железистость гранатов в них составляет 84–93%, а гиперстенов – 63–81% (табл. 1). Одна из таких метасоматических зон располагается, в частности, недалеко от контакта с одним из тел габбро-анортозитов Каларского массива на р. Куранах, отделяясь от него полосой чарнокитов и близких к ним по составу гранитоидов.

Т а б л и ц а 4

$P$ - $T$  параметры минеральных равновесий в гранат-биотитовых гнейсах участка Курульта (р. Олёкма, курультинский комплекс)

Номер образца	Парагенезис	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bt}$	$\bar{K}^{Gr-Bt}$	$\ln \bar{K}$	$K_{Mg}^{Gr-Bt}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$
15	Gr Bt KFsp Pl Qu	0.321	0.590	0.540	-0.610	0.329	780	6,5
16	Gr Bt KFsp Pl Qu	0.350	0.601	0.580	-0.540	0.363	790	7,0
10	Gr Bt Pl Qu	0.453	0.662	0.680	-0.390	0.453	870	8,0
11	Gr Bt KFsp Pl Qu	0.294	0.600	0.490	-0.710	0.278	725	6,5
6	Gr Bt Pl Qu	0.290	0.515	0.560	-0.580	0.385	825	6,0
7	Gr Bt Pl Qu	0.391	0.682	0.570	-0.560	0.299	825	6,0

Примечание. Использованы данные О.В. Грабкина с коллегами (Этапы..., 1981).

Анализ минеральных замещений свидетельствует о кислотной направленности метасоматоза при образовании окварцованных пород и повышении щелочности при кристаллизации железистых парагенезисов. При давлении около 7 кбар температура при метасоматозе приблизительно оценивается по методу Л.Л. Перчука (1973) в 680-700 °C (табл. 5). Применение остальных из опубликованных термобарометров для проанализированных пар сосуществующих граната и ортопироксена не дали удовлетворительных результатов.

В приконтактовой части в габбро-анортозитах также был изучен комплекс петрографически и петрологически однотипных высокожелезистых метасоматических парагенезисов, но развитых вблизи участков метасоматической анортозитизации. Анортозитизация габбро-анортозитов является отражением послемагматического метасоматоза с кислотными тенденциями при повышенной активности кальция (Бушмин, 1978; Глебовицкий, Бушмин, 1983); а сопряженные участки железистых метасоматитов (пироксены+гранат+±магнетит±амфибол) выступают как зоны переотложения оснований (преимущественно железа), высвобождающихся при распаде пироксенов. Таким образом, метасоматиты в гранулитах и габбро-анортозитах могут быть связаны между собой в том смысле, что являются результатом послемагматических процессов, сопутствующих гранулитовому метаморфизму, проявляясь в разных геохимических средах как результат взаимодействия метаморфических флюидов с исходным расплавом габбро-анортозитов. Анализ сущности этих процессов и взаимосвязей между ними не является целью данной статьи и будет выполнен в специальной работе.

**Амфиболитовая фация.** Породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, развиты в Олёкминской зоне очень широко и при картировании выделяются в площади: а) мигматизированных пород амфиболитовой фации без следов раннего метаморфизма гранулитовой фации (олёкминская серия); б) диафторитов амфиболитовой фации по гранулитам; в) немигматизированных пород амфиболитовой фации, слагающих „треговые“ структуры (итчилякская толща, олондинская толща).

Т а б л и ц а 5

Параметры минеральных равновесий в пироксенсодержащих метасоматитах участка Куранах

Номер образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Opx}$	T, °C	P, кбар
Б 1407-14	0,157	0,361	700	7,0
Б 1407-22	0,088	0,241	680	7,0
Б 1422-2	0,074	0,192	700	7,0

О лё км ин с к а я с е р и я. На исследованной территории прогрессивно метаморфизованная в амфиболитовой фации олёкминская серия представлена биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами с присутствующими в верхней части разреза кварцитами, мигматизированными и гранитизированными по крайней мере дважды. Мигматиты, гранито-гнейсы и синхронные им граниты раннего этапа гранитизации (гранитизация I Nc-уклона) – плагиогранитного, grano-диоритового, кварц-диоритового состава, а позднего этапа – существенно гранитного состава, даже с отклонением в сторону граносиенитового состава (гранитизация II K-уклона).

Интенсивный ультраметаморфизм и однообразный состав толщ затрудняют разделение олёкминской серии на свиты, различающиеся по количественному соотношению в разрезах плагиогнейсов и амфиболитов (соответственно крестякская и хойкинская свиты). В южной части Олёкминской зоны породы, которые можно отнести к супракрустальным образованиям этой серии, обнажаются в бассейнах pp, Эвонокит, Ат-Бастах.

Породы амфиболитовой фации без следов раннего гранулитового метаморфизма представлены удивительно однообразными минеральными парагенезисами: коричневый биотит + гранат + плагиоклаз + микроклин + кварц, зеленая роговая обманка + плагиоклаз + микроклин + кварц, биотит + амфибол + плагиоклаз + микроклин + кварц. Обращает на себя внимание отсутствие высокоглиноземистых гнейсов, что очень затрудняет определение T и P при метаморфизме. Можно лишь утверждать, что метаморфизм протекал в высокотемпературной амфиболитовой фации, условия которой являются оптимальными для интенсивно проявленного гранитообразования.

Для оценки условий метаморфизма использованы имеющиеся в литературе данные по составу минералов (биотита, амфибола), а также наши собственные анализы минералов олёкминской серии (рис. 2, 3), позволяющие относить прогрессивный метаморфизм к высокотемпературной амфиболитовой фации умеренного давления.

Д и а ф т о р и р о в а н н ы е п о р о д ы. Диафторированные породы характеризуются постепенными переходами неизменных гранулитов в породы с ассоциациями амфиболитовой фации при одновременном развитии структур бластомилонитов: это замещение пироксенов амфиболом и биотитом, развитие зеленых роговых обманок вместо коричневых, появление оргита.

Ввиду отсутствия глиноземистых гнейсов, достоверно относимых к олёкминской серии, сделана попытка оценить условия амфиболитового метаморфизма по диафторированным глиноземистым породам. Мы отдаем себе отчет в том, что в целом диафториты не всегда дают возможность корректного определения термодинамических условий диафтореза из-за частой незавершенности процессов наложенного метаморфизма и в связи с этим из-за неравновесности сосуществующих минералов. Тем не менее микрзондовое изучение породообразующих минералов позволило выявить наиболее переработанные гнейсы с полностью перекристаллизованными (незональными) гранатами. По нашему мнению, такие породы могут служить признаками завершенности метаморфизма и надежности полученных по этим минералам термодинамических констант.

Обратим внимание на то, что в данном случае речь идет об условиях амфиболитового метаморфизма, сопровождаемого калиевой гранитизацией, возможно, более позднего по отношению к метаморфизму олёкминской серии с гранитизацией натриевого уклона.

Такое исследование глиноземистых пород мы провели для диафторитов бырылахской толщи (бассейн р. Бырылах). Бырылахская толща (ее включают в состав борсалинской серии, В.А. Кудрявцев и др., 1971) характеризуется присутствием горизонтов и линз мноминеральных, полевошпатовых, магнетит-гематитовых кварцитов в сочетании с высокоглиноземистыми гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовыми гнейсами, отдельными линзами карбонатных пород. В подчиненном количестве присутствуют пироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Все породы несут отчетливые следы сильных повторных деформаций и метаморфизма. К реликтовым парагенезисам гранулитовой фации можно отнести находки гиперстена в основных сланцах, ассоциации гиперстен+кордиерит+жедрит (развиты в районе горы Пеляга), в которой жедрит появляется как более поздний минерал, замещающий гиперстен. Обычны полиминеральные ассоциации, в которых реакционные соотношения минералов свидетельствуют о смещении реакций, их описывающих, вправо: кордиерит+гранат+калиевый полевоый шпат+вода  $\rightarrow$  биотит+силлиманит+кварц. Присутствие в таких породах шпинели не является редкостью, но обычно она заключена в плагиоклаз или кордиерит либо находится в сростании с последним, часто в ассоциации с магнетитом. Описанные реакционные соотношения между минералами характерны для диафторированных гранулитовых толщ и детально рассмотрены в литературе (Гранулитовая фация..., 1972). Все минеральные парагенезисы в диафторитах соответствуют условиям силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовой и силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций амфиболитовой фации. Этому выводу не противоречат данные о содержании пиропа в гранатах (13-21% - табл. 1, рис. 1). А колебания в составах гранатов говорят о диафторическом характере метаморфизма.

На микрозонде исследовались зональность минералов и составы контактирующих зерен. Обнаружено, что часть гранатов зональна, но большая часть не содержит следов зональности. Последнее ука-

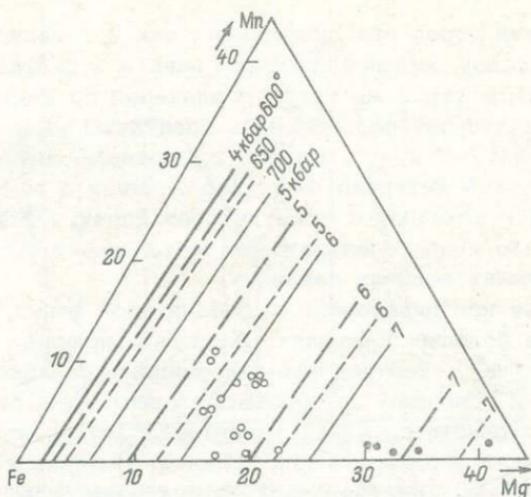


Рис. 6. Тройная диаграмма Fe-Mg-Mn (Tracy e.a., 1976).

Изоплеты соединяют составы гранатов, находящихся в равновесии с кордиеритом и силлиманитом при данных  $T$  и  $P$ . Светлые кружки — гранаты участка Бырылах, темные — участка Куранах.

зывает на полную перекристаллизацию минералов при диафторезе. Во всех случаях зональность в гранатах имеет регрессивный характер с повышением общей железистости от центра зерен к краю от 1,5 до 3% (табл. 1, обр. Б 1201-1а, Б 1211-2). Марганцовистость повышается к краям зерна приблизительно на 1 вес.%, тогда как содержание кальция практически не меняется. В биотитах зональность не обнаружена, но выделяются генерации с разной титановистостью и железистостью (табл. 1, рис. 2).

Из табл. 3, где приведены значения температур и давлений, полученные для глиноземистых диафторитов бырылахской голши, видно, что температура существенно изменяется как между образцами (625–770°), так и в пределах самих образцов (660–760°). В последнем случае температура определялась по составам контактирующих минералов в центральных и краевых частях зерен граната. Температуры 650–720 °С, получаемые по наиболее перекристаллизованным породам, по-видимому, следует считать близкими к условиям амфиболитового метаморфизма. На этом же основании можно утверждать, что давления при диафторезе амфиболитовой фации были пониженными, порядка 4–5 кбар. На тройной диаграмме Fe-Mg-Mn (рис. 6) составы гранатов, группируясь в области давлений 5–6 кбар, отчетливо отделяются от поля гранатов из гранулитов Куранахского участка, показывающих по этой же диаграмме величины давления около 7 кбар. В отношении условий предшествующего гранулитового метаморфизма для этих гнейсов по имеющимся данным что-либо определенное сказать трудно. Широкий диапазон полученных температур может быть связан как с неодинаковой пе-

рекристаллизацией пород при диафторезе, так и с несинхронным изменением составов сосуществующих граната и биотита. Можно было бы ожидать и такой же разброс значений по величине давления, если бы диафторезу подвергались гранулиты умеренно-повышенных давлений (7–8 кбар). Но все измеренные значения давления ложатся в узкий интервал 4–5 кбар начиная с высокотемпературной области, переходной к гранулитовой фации. Отсюда можно предположить, что и при гранулитовом метаморфизме существовали условия близких величин давления.

Мигматизация при диафторезе амфиболитовой фации проявилась интенсивно и на больших площадях. Жильный материал ранней группы мигматитов ( $\gamma_1$ ), контролируемых ранними складками, по составу отвечает в основном двуполовошпатовым гранитам. Следующая генерация мигматитов ( $\gamma_2$ ) характеризуется появлением в жильном материале кордиерита или граната. Поздняя генерация мигматитов ( $\gamma_3$ ) выделяется среди других отчетливой калиевой спецификой, наличием признаков, указывающих на значительную роль метасоматоза в их образовании. В ряде случаев только условно она может быть обособлена среди ареалов близких по составу гранито-гнейсов позднемигматитового и послемигматитового этапов метаморфизма, когда широко проявились метасоматические процессы раннещелочной стадии и последующее кислотное выщелачивание толщ. Наиболее распространенными в гранито-гнейсовых площадях метасоматическими процессами раннещелочной стадии являются микроклинизация (сиенитизация) и тесно пространственно сопряженная с ней метасоматическая гранитизация. По времени проявления эти процессы близки с поздними генерациями интрузий микроклиновых гранитов и пегматитов. Результатом интенсивного развития калиевого метасоматоза и метасоматической гранитизации являются: области развития средне-крупнозернистых порфиробластических и теневого плагиомикроклиновых гранитоидов; переработанные в порфиробластические микроклиновые граниты массивы гранитов первично плагиогранитного и гранодиоритового состава, микроклиниты и grano-сиениты, слагающие линейные зоны, образующие ареальные участки (р. Итчиляк, р. Эвонокит, оз. Юс-Кюель, рр. Джелтукта-Алтуаль, Олдонго и др.).

Сменяющие гранитизацию и калиевый метасоматоз кислотное выщелачивание (микроклин-силлиманит-кварцевая субфация; Глебовицкий, Бушмин, 1983) и связанные с ним процессы переотложения петрогенных компонентов наиболее интенсивно проявились в глиноземистых диафторитах бырылахской толщи и, в частности, на Ханинском железорудном месторождении. Там богатые гематитовые руды приурочены к зонам развития основных железистых метасоматитов силлиманит-кордиерит-магнетитовой (гематитовой) субфации, развивающихся сопряженно с участками кислотного выщелачивания, для которых, исходя из последовательности метасоматических зон I. Bt + Cord + Mi + Sill + Qu → II. Cord + Mi + Sill + Qu → III. Mi + Sill + Qu → IV. Sill + Qu → V. Qu, выводится ряд подвижности компонентов FeO, MgO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>.

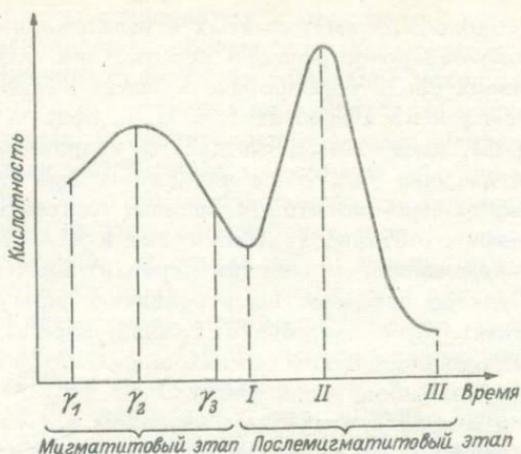


Рис. 7. Изменение режима кислотности на мигматитовом и послемигматитовом этапах метаморфизма амфиболитовой фации Олёкминской зоны.

Стадии: I — раннещелочная, II — кислотного выщелачивания, III — позднещелочная.

Привлекает внимание **большая подвижность железа** по сравнению с магнием, что характерно для однотипных малоглубинных метасоматитов других метаморфических комплексов.

Обращают на себя внимание и особенности в эволюции кислотности на мигматитовом и послемигматитовом этапах. Судя по парагенезисам жильного материала мигматитов<sup>1</sup>, повышение кислотности в этот этап приходится на вторую генерацию мигматитов ( $\gamma_2$ ), в которых устойчивыми оказываются кордиерит и гранат, и отделяется от кислотного выщелачивания послемигматитового этапа ярко выраженным щелочным максимумом ( $\gamma_3$  и метасоматиты раннещелочной стадии). Таким образом, для метаморфического комплекса, о котором идет речь, как будто бы намечается тенденция к волнообразному изменению режима кислотности по мере развития мигматитового и послемигматитового этапов регионального метаморфизма (рис. 7).

**Итчилякская толща.** Эта толща является примером немигматизированных комплексов пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и залегающих в настоящее время в линейных тектонических структурах (блоках) среди сильно гранитизированных пород олёкминской серии (Итчилякский, Сырылырский «троги» и т.п.). Толща слагает полосу

<sup>1</sup> Связь состава гранитоидов с кислотностью среды минералообразования рассмотрены в работе А.А. Маракушева и др. (1966).

пород (мощность около 1,5 км), смятых в изоклинальные складки субмеридионального-северо-восточного простирания с пологими шарнирами и залегающих среди порфиروبластических микроклиновых гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. В разрезе чередуются амфиболовые сланцы, амфиболиты, слюдястые кварциты, глиноземистые графитсодержащие узловатые андалузитовые сланцы, мусковитовые сланцы, гранат-биотитовые сланцы. Контакты с вмещающими гранитоидами отчетливо тектонические и характеризуются тектоническим перемешиванием пластин пород итчилякской толщи и гранитоидов. Судя по повсеместному развитию парагенезиса ставролит + андалузит + мусковит + биотит + кварц, породы были метаморфизованы в высокоградиентном режиме эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций.

Согласующиеся с парагенетическим анализом прямые оценки температуры и давления по гранат-биотитовой паре (табл. 3) составляют  $540^{\circ}$  и 4 кбар.

Укажем, что в глиноземистых сланцах появляется фибролит, но развивающийся по плагиоклазу, андалузиту, биотиту, часто одновременно с окварцеванием всей породы. Такой фибролит развивается иногда одновременно с поздним мусковитом. Позднее образование фибролита по андалузиту не является редкостью и неоднократно описывалось в литературе (например, Кориковский, 1967). В аналогичном по геологическому положению комплексе ставролит-андалузитовых сланцев в районе устья р. Хани (Сырылырский "трог") также появляется кианит, самостоятельно или совместно с силлиманитом. По нашему мнению, это не свидетельствует, как думают некоторые исследователи (Ахметов, Кудрявцев, 1981), о больших давлениях или повышении температуры метаморфизма и тем более о зональности метаморфизма как по температуре, так и по давлению. В данном случае в полиминеральных ассоциациях кианит + андалузит + силлиманит + ставролит + биотит + мусковит + хлорит + кварц, кианит и силлиманит, по-видимому, также являются более поздними фазами по отношению к андалузиту. Силлиманит, аналогично итчилякским породам, представлен поздним фибролитом, а кианит образует посткинематические, иногда довольно крупные кристаллы (до нескольких сантиметров), развивающиеся при устойчивости хлорита в регрессивных условиях на фоне снижения температуры. Случаи поздней регрессивной кристаллизации кианита в андалузитовых сланцах возможны в условиях, переходных от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой фации при температурах порядка  $500-550^{\circ}$  и давлении около 4 кбар, и известны в малоглубинных глиноземистых толщах других регионов (Алтай, Южно-Чуйский хребет, Кольский, Вороньи тундры и т.д.). Прямые оценки температуры и давления по гранат-ставролитовым сланцам сырылырской толщи дают величины  $525-550^{\circ}$  и 2,5-4 кбар (табл. 3).

Специфика среднетемпературных условий малоглубинного метаморфизма нашла отражение в парагенезисах метасоматитов, развившихся в кислую и позднешелочную стадии регрессивной ступени метаморфизма. Кислотные метасоматиты андалузит-кварцевой фации

объединяют комплекс сланцеватых и массивных средне-крупнозернистых пород, окварцованных, обогащенных андалузитом и (или) мусковитом при переменном содержании минералов исходных сланцев. По составу выделяются существенно андалузитовые, мусковитовые, мусковит-андалузитовые, мусковит-кордиерит-андалузитовые, мусковит-кордиерит-андалузит-биотитовые метасоматиты с повышенным содержанием кварца. Участки перечисленных пород закономерно сочетаются в зональных метасоматических телах. Связанные с кислотным выщелачиванием процессы переотложения выщелоченных оснований проявились в сопряженных участках в виде кордиеритовых бластолитов (кордиеритовая фация магнезиального метасоматоза - Глебовицкий, Бушмин, 1983) и биотит-гранатовых пород (гранатовая фация железистого метасоматоза).

**О л о н д и н с к а я т о л щ а.** Другим примером немигматизированных комплексов пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, является олондинская толща (Кудрявцев и др., 1976). Толща слагает сложно построенную синклиналичную структуру субмеридионального простирания, выделяемую среди полей гнейсов и мигматитов олёкминской серии, гранито-гнейсов и существенно натровых гранитоидов включая тоналиты. От рассмотренной выше итчилякской толщи при одинаковой степени метаморфизма она существенно отличается характером разреза, который начинается с пачки основных-ультраосновных пород (иногда отчетливо эффузивного облика), в которых выше по разрезу появляются метаэффузивы среднего, а затем кислого состава, а также прослой метасадочных глиноземистых сланцев. Целый ряд специфических черт, присущих олондинской толще, позволяет сопоставлять ее с типичными для архея зеленокаменными поясами (Нелов, Милькевич, 1979), в связи с чем ей посвящена отдельная статья в настоящем сборнике. Здесь мы обратим внимание лишь на условия метаморфизма, протекавшего в высокоградиентном режиме ставролит-хлорит-андалузитовой, ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой, биотит-ставролит-мусковит-андалузитовой субфаций, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций. Прямые оценки температуры и давления (табл. 3) дают 500-570°, 3.5-4.5 кбар. Завершился метаморфизм образованием целой серии метасоматитов низкого давления при закономерной смене во времени кислотного выщелачивания андалузит-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций железо-магнезиальным метасоматозом (метасоматиты кордиеритовой, ждритовой, диопсидовой фаций - Глебовицкий, Бушмин, 1983) и далее - позднещелочным углекисло-кальциевым метасоматозом (диопсид-карбонатные, карбонатные, скаполит-карбонатные и другие метасоматиты).

## В ы в о д ы

Полученные геологические и петрологические данные позволяют авторам исключить из состава пород верхнеархейского возраста (?) и отнести к нижнему архею образования бырылахской толщи (ра-

нее сопоставляемой с борсалинской серией), первично метаморфизованные в гранулитовой фации, повторно метаморфизованные и гранитизированные (гранитизация II) в условиях амфиболитовой фации.

Супракрустальные толщи, залегающие в Олёкминской зоне в тектонических клиньях („трегах“), следует разделить на два типа. К первому типу относится более древняя олондинская толща, которая на основании совокупности данных (см. ст. в наст. сб.) рассматривается как аналог архейских зеленокаменных комплексов. Ко второму типу принадлежит осадочная итчилякская толща, вероятно более молодая, залегающая на гранитоидном фундаменте, сформированном во второй этап гранитизации олёкминской серии.

В Олёкминской складчатой зоне (к северу от р. Хани) залегают гнейсово-амфиболитовый комплекс пород олёкминской серии, образованный по вулканитам преимущественно среднего состава (дацитам) и основного состава (толеитам), с небольшим присутствием в верхней части разреза метаосадков. Метавулканиты ассоциируют с плагиогранито-гнейсами, образованными по синскладчатым интрузивным тоналитам и ультраметагенным гранитоидам N $\alpha$ -серии. Среди последних, по-видимому, присутствуют участки ремобилизованного фундамента, сопоставимого с „серыми гнейсами“ гранит-зеленокаменных областей. Совокупность описанных выше гранитизированных пород олёкминской серии может рассматриваться в качестве фундамента олондинского зеленокаменного пояса. Тектонический характер многих геологических границ допускает и второй вариант интерпретации геологического строения района: олёкминская серия и олондинская толща имеют общий фундамент предположительно тоналитового состава. В дальнейшем существенную роль сыграют детальные исследования изотопного возраста пород.

Породы олёкминской серии (к северу от р. Хани) не несут следов предшествующего гранулитового метаморфизма. Метаморфизм амфиболитовой фации протекал в условиях повышенных температур и пониженных давлений. Отчетливо выделяются два этапа гранитизации: I. N $\alpha$ -уклона и II. K-уклона, характеризующиеся специфическим комплексом ультраметагенных, метасоматических и интрузивных гранитоидов.

Породы курультинской серии слагают блоки, имеющие тектонические контакты с олёкминской серией, метаморфизованы в гранулитовой фации и подвергаются наложенному метаморфизму амфиболитовой фации и гранитизации II.

Олёкминская зона в целом на всех этапах докембрийской метаморфической истории характеризовалась проявлением высокоградиентных режимов метаморфизма при изменении степени метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфизм сопровождался разнообразными метасоматическими преобразованиями пород, среди которых существенная роль принадлежала процессам кислотного выщелачивания и позднещелочного метасоматоза в условиях метасоматических фаций умеренных и низких давлений.

А х м е т о в Р.Н., К у д р я в ц е в В.А. Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 104-120.

Б у ш м и н С.А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 127-138.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 105-119.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Б у ш м и н С.А. Послемигматитовый метасоматоз. - Л., - 1983.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М. Границы фаций и субфаций пород, бедных СаО, по данным гранат-биотитовой термо- и барометрии. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Л., 1979, т. 1, с. 34-46.

Г р а н у л и т о в а я фация метаморфизма / Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, Л.А. Прияткина, Л.В. Климов. - Л., 1972. - 256 с.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Геология западной окраины Станового хребта. - Бюл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958, с. 21-27.

К о р и к о в с к и й С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М., 1967. - 298 с.

К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита). - Сов. геол., 1971, № 10, с. 120-124.

К у д р я в ц е в В.А., А х м е т о в Р.Н., Б и р ю л ь к и н Г.В. Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 113-134.

М а р а к у ш е в А.А., Т а р а р и н И.А., З а л и ш а к Б.Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5-73.

М е т а м о р ф и ч е с к и е пояса СССР (Объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР). - Л., 1975. - 56 с.

М и р о н ю к Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олёкминской серии и станового комплекса. - В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М., 1966, с. 53-67.

М и р о н ю к Е.П., Л ю б и м о в Б.И., М а г н у ш е в с к и й Э.Л. Геология западной части Алданского щита. - М., 1971. - 237 с.

Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. - Л., 1979. - 311 с.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. - М., 1973. - 318 с.

Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М., 1981, с. 289-309.

Термо- и барометрия метаморфических пород. - Л., 1977. - 206 с.

Фролова Н.В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. - В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., 1958.

Шарков Е.В. Каларский анортозит-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири. - Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 80-88.

Шкодинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. - Новосибирск, 1976. - 223 с.

Эволюция метаморфизма Алданского массива / Л.Л. Перчук, В.И. Кицул, К.К. Подлесский, В.Ю. Герасимов, Л.Я. Аранович, В.В. Федькин. - Якутск, 1981. - 63 с.

Этапы тектоно-метаморфического развития докембрийских комплексов Олёкминской зоны Алданского щита. - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1981.

Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. - Amer. Miner., 1976, v. 61, N 7-8, p. 762-775.

В.И. Березкин, Л.М. Богомолова,  
А.П. Смелов, В.Ф. Тимофеев

## МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОЛЁКМИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Витимо-Алданский щит расчленяется на Алданский кристаллический массив древнейшей консолидации и обрамляющие его Олёкминскую, Пристановую и Батомгскую складчатые зоны (Неелов и др., 1971). Изученность метаморфизма этих районов весьма неравноценна. Олёкминская зона относится к числу изученных слабо. С 1979 г. нами в Олёкминской зоне начаты специальные исследования структур, метаморфизма и некоторые другие виды работ по программе, разработанной В.И. Кицулом и В.Л. Дуком. Кроме ав-

торов в полевых работах принимали участие В.Л. Дук, А.Н. Зедгенизов, С.С. Рожин, В.М. Лубяновский, Г.Д. Дамаскина. В камеральный период кроме собственных изучались материалы В.С. Шкодзинского, А.Ф. Петрова, а также материалы геологов ПГО „Якутск-геология“, любезно предоставленные нам М.Н. Балаевой, А.И. Брейдо, Н.И. Веревкиным, Л.Н. Малковым, В.А. Одуд-Сичевым, Г.С. Протоповым, Л.М. Реутовым, В.Г. Сенкевичем, А.А. Сясько, И.М. Фрумкиным, С.П. Харитоновым и др. Всем указанным лицам выражаем искреннюю благодарность.

В Олёкминской зоне выделяется несколько разновозрастных докембрийских комплексов, не имеющих к настоящему времени общепринятого расчленения и корреляции с комплексами других районов шита (Миронюк и др., 1971; Петров, 1976; Кудрявцев, 1980, и др.). По особенностям метаморфизма в рассматриваемой зоне представляется обоснованным выделение комплексов ареального метаморфизма с регионально проявленной мигматизацией и зонально-метаморфических комплексов без существенной мигматизации. К первому типу относятся гранулитовый курультинский и амфиболитовый олёкминский комплексы. Ко второму типу относятся субганский комплекс, метаморфизованный в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, и угуйский комплекс, представленный почти неметаморфизованными образованиями, породами зеленосланцевой фации с переходами иногда в эпидот-амфиболитовую фацию.

Угуйский комплекс. Породы угуйской серии, обычно коррелируемые с удоканской серией, слагают в рассматриваемом районе Нижне-Ханинскую и Олдонгсинскую грабен-синклинали (рис. 1). В составе серии, расчленяемой на несколько свит, широко распространены различные песчаники, алевролиты, пелиты и доломиты. Значительно реже встречаются гравелиты и конгломераты. Среди этих пород находятся диабазы и габбро-диабазы – согласные, а также возможно секущие тела незначительной мощности.

Олдонгсинская и Нижне-Ханинская грабен-синклинали в целом представляют собой достаточно простые структуры, хотя их внутренняя структура является результатом неоднородных деформаций. На образования субганского и олёкминского комплексов структурные преобразования пород угуйского комплекса не оказали существенного влияния.

Выяснение условий метаморфизма угуйского комплекса сопряжено с большими трудностями. Это связано с весьма слабой степенью метаморфизма, когда, по-видимому, не во всех породах и не повсюду был преодолен кинетический порог метаморфизма, а также с широким проявлением регрессивного этапа метаморфизма. В Олдонгсинском грабене породы сохраняют осадочный или магматический облик. Однако местами, особенно в южной части грабена, наблюдается образование по цементу обломочных пород и в пелитах микроскопических чешуек хлорита, бесцветной слюды и биотита. В диабазах и габбро-диабазях первичные минералы почти нацело замещены агрегатами соссюрита, серицита, хлорита, альбита,

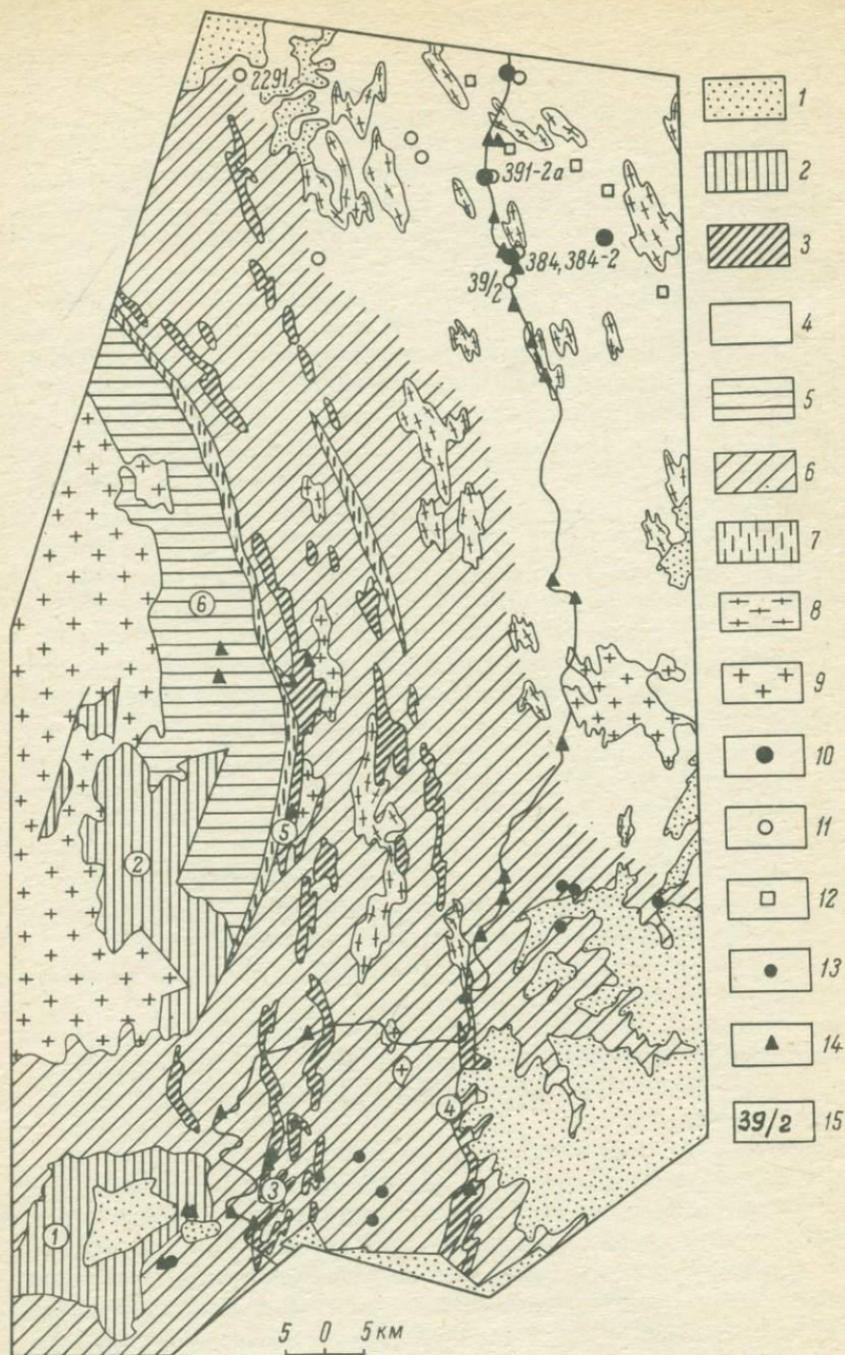


Рис. 1. Схематическая карта метаморфизма восточной части Олѣксинской складчатой зоны.

1 — неметаморфизованные отложения юры, нижнего кембрия и вен-

волокнистого актинолита, карбоната с сохранением, однако, реликтовой офитовой структуры и редко моноклинного пироксена.

В Нижне-Ханинском грабене породы в общем также сохраняют свои первичные текстурные особенности, но претерпели более значительные минеральные преобразования. Здесь в филлитовидных и углеродистых сланцах, в метаалевролитах и песчаниках широко распространена ассоциация БиМуПлКв+ХлКарб.<sup>1</sup> В этих породах эпизодически встречаются очень редкие мелкие зерна граната, содержащие многочисленные включения других минералов. В единичных образцах отмечен хлоритоид (МуКв+Би с дисперсным углеродистым веществом).

В метадиабаззах распространены: АктЭпБиПлРудн+КарбКв, РоБиПлРудн+ЭпКарбКв. Иногда встречаются зональные амфиболы:

---

<sup>1</sup> Здесь и далее: Акт - актинолит, Амф - амфибол, Анд - андалузит, Би - биотит, Гип - гиперстен, Гр - гранат, Ди - моноклинный пироксен диоксид-геденбергитового ряда, Карб - карбонат, Кв - кварц, Ки - кианит, Корд - кордиерит, Кпш - калиевый полевой шпат, Кум - куммингтонит, Му - бесцветная слюда, Пл - плагиоклаз, Ро - роговая обманка, Рудн - рудный минерал, С - графит или дисперсное углеродистое вещество, Сф - сфен, Хл - хлорит, Хлд - хлоритоид, Эп - минерал группы эпидота-цоизита. Цифры у символов минералов означают их общую железистость:  $Fe = [(Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg)] \cdot 100$ . В скобках приведены неравновесные минералы, или минералы, равновесность которых сомнительна.

---

да; 2 - зеленосланцевая фация неопределенного давления; 3 - эпидот-амфиболитовая фация кианит-силлиманитовой фациальной серии (на незначительных участках с переходами в зеленосланцевую); 4 - амфиболитовая фация неопределенного давления с реликтовыми парагенезисами гранулитовой фации высоких давлений; 5 - гранулитовая фация, биотит-силлиманит-гранатовая субфация; 6 - область преимущественного развития наложенной эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии на амфиболитовую фацию неопределенного давления; 7 - зеленосланцевые бластомилониты; 8 - нерасчлененные гранито-гнейсы и граниты; 9 - граниты; 10-12 - места находок реликтовых парагенезисов: 10 - гранат-двупироксен-амфиболовые сланцы, 11 - гранат-амфиболовые, гранат-диоксид-амфиболовые сланцы, 12 - двупироксен-амфиболовые и гиперстен-амфиболовые сланцы; 13 - места находок гранат-содержащих метадиабазов; 14 - места взятия образцов с анализированными амфиболами, нанесенными на рис. 2; 15 - номера образцов с анализированными минералами (табл. 2). Цифры в кружках: 1 - Нижне-Ханинская, 2 - Олдонгсинская грабен-синклинали; 3 - Сырыльырский, 4 - Тунгурчиканский, 5 - Таас-Миэлинский тектонические клинья; 6 - Омолукитский блок.

ядра – бесцветный (актинолит?), края – сине-зеленая роговая обманка. Довольно часто встречается и реликтовый моноклинный пироксен. В карбонатных породах видны новообразования хлорита, слюды, иногда тремолита и диопсида.

Первые получены анализы минералов из пород Нижне-Ханинского грабена (табл. 1). Гранаты из метапелитов и метапесчаников представлены гроссуляр-спессартин-альмандиновыми и спессартин-гроссуляр-альмандиновыми составами с незначительной ролью пирропа и андрагита. Богатство спессартиновым компонентом обусловлено незначительным количеством граната – единственного концентратора марганца в породе. Образование граната, богатого гроссуляром в бедных кальцием породах, объясняется подобным же образом, поскольку в этих породах плагиоклазы представлены почти чистыми альбитами. Такие гранаты иногда встречаются в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации (Кориковский, 1979, и др.). Аномально высокая титанистость порфиробластического биотита из филлитовидного сланца объясняется, по-видимому, теми же причинами. Амфиболы в метабазитах, судя по двум анализам, представлены актинолитом, обогащенным глиноземом и сине-зеленой роговой обманкой.

Таким образом, можно заключить, что местами породы Олдонг-синского грабена метаморфизованы до биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Породы Нижне-Ханинского грабена повсюду метаморфизованы в биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Местами возможны переходы в эпидот-амфиболитовую фацию. Закономерности неравномерности метаморфизма не выяснены. Однако замечено, что сине-зеленая роговая обманка характерна для рассланцованных разновидностей метадиабазов, а актинолит – для массивных с сохранением реликтовой офитовой структуры и моноклинного пироксена. В некоторых участках более сильно метаморфизованные породы приурочены к краевым частям грабен-синклинали. Условия глубинности метаморфизма пород угуйского комплекса остаются невыясненными.

Субганский комплекс. Образования этого комплекса встречаются в виде отдельных узких деформированных тектонических клиньев, тяготеющих к Темулякитскому и Тунгурчинскому глубинным разломам. Наиболее крупные выходы из них имеют собственные названия и традиционно трактуются как грабены: Сырыльырский, Тас-Миэлинский, Тунгурчиканский. Каждый отдельный выход пород субганского комплекса по ассоциациям пород не имеет полных аналогов в других выходах. Поэтому существует несколько вариантов стратиграфического расчленения. Не останавливаясь на этом вопросе, отметим, что образования Тас-Миэлинского клина (тасмиэлинская серия – Петров, 1976) по формационному составу, особенностям структур и метаморфизма имеют черты сходства с образованиями угуйского комплекса. Субганский комплекс представлен различными метапесчаниками и алевролитами, филлитовидными и слюдяными сланцами, микрогнейсами, кварцитами, амфиболовыми сланцами, мраморами и кальцифирами, метадиабазами и др. Породы субган-

Т а б л и ц а 1

Химический состав минералов из пород  
Нижне-Ханинской грабен-синклинали

Окислы	Гранаты				Амфиболы		
	ЛБ-1116	Б-2406/10	Б-2407/3	Б-2433	С-4659	Б-2405	Б-2406
SiO <sub>2</sub>	37,37	36,97	37,74	37,32	37,48	48,79	41,66
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,13	0,19	0,22	0,16	0,20	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,43	20,23	20,64	20,51	20,61	4,32	13,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	н/о
FeO	23,32	22,96	24,09	24,41	28,74	15,89	21,14
MnO	12,07	12,78	8,48	11,67	4,29	0,26	0,30
MgO	1,47	0,76	1,07	1,53	1,33	12,08	6,31
CaO	4,30	4,07	7,85	4,04	7,95	11,88	10,79
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,02	0,01	He опр.	0,74	1,67
K <sub>2</sub> O	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	"	0,19	0,66
Сумма	99,20	97,98	100,10	99,74	100,60	94,37	95,93
F, %	93,2	96,4	94,5	93,1	93,4	42,9	65,7

П р и м е ч а н и е. Обр. ЛБ-1116 - филлитовый сланец - ГрБи(Хл)-ПлКвРуднС; Б-2406/10 - метапесчаник - ГрБиМуПлКвКарбРудн; Б-2407/7 - филлит - ГрБиХлПлКиС; Б-2433 - филлитовидный сланец - ГрБи(Хл)ПлКвРуднС; С-4659 - известковистый метаалевролит - ГрРоБиХлПлКвС; Б-2405 - метадиабаз - АктЭпБиПлРудн; Б-2406 - метадиабаз, рассланцованный - РоБиПлРудн. Анализы минералов в табл. 1, 2 выполнены В.В. Махотко на рентгеновском микроанализаторе в Институте геологии ЯФ СО АН СССР.

ского комплекса и вмещающие образования олёкминского комплекса испытали совместные складчатые деформации. Это, как и тектоническая природа и вторичный характер сочетания субганских и олёкминских образований, в печати уже отмечалось (Кудрявцев и др., 1975; Кудрявцев, 1980).

Нами период совместных деформаций и кульминационный этап метаморфизма субганского комплекса связываются не со всем субганским деформационным циклом, а лишь с его главным третьим этапом. В отношении кульминации метаморфизма это было подтверждено нами при микроструктурном изучении метапелитов Сырылырского клина (Смелов, 1981).

Можно отметить также, что для различных клиньев субганского комплекса, видимо, следует предполагать различный возраст их первичных тектонических границ и соответственно разное время приведения в соприкосновение субганских и олёкминских образований. Совместная деформация и метаморфизм этих комплексов в период третьего этапа субганской складчатости достаточно надежно установлены для Сырылырского и Тунгурчаканского клиньев. Для Тас-Миэлинского, по-видимому, надо предполагать эти события более поздними, с чем, очевидно, и связана специфика его метаморфизма по сравнению с двумя первыми клиньями.

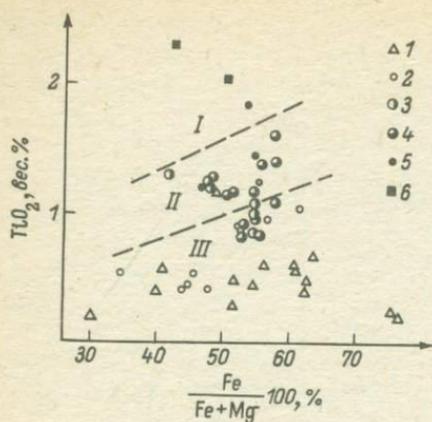


Рис. 2. Диаграмма  $TiO_2 - F_{общ}$  для роговых обманок субганского, олёкминского и курультинского комплексов.

1 - роговые обманки субганского комплекса; 2-3 - роговые обманки олёкминского комплекса (2 - с наложением эпидот-амфиболитовой фации, 3 - амфиболитовой фации с участков без реликтовых минералов гранулитовой фации); 4-5 - амфиболитовой фации с реликтивными минералами гранулитовой фа-

ции (4 - основных сланцев без граната, 5 - основных сланцев с гранатом); 6 - роговые обманки курультинского комплекса Омолокитского блока. Поля составов роговых обманок: I - гранулитовой, II - амфиболитовой, III - эпидот-амфиболитовой фаций Алданского шита по В.И. Березкину (1977).

Метаморфизм субганского комплекса всей Олёкминской зоны на примере метапелитов рассмотрен в специальной статье (Ахметов, Кудрявцев, 1981). Поэтому ниже приведем краткую характеристику прогрессивного метаморфизма этого комплекса в нашем районе.

На большей западной части Тас-Миэлинского клина в метапелитах и метапесчаниках широко развиты ассоциации  $XлМуЭпКв \pm ПлКарб$ ,  $XлМуКв \pm ПлБи$ ,  $БиМуПлКв \pm Хл$ . В высокожелезистых метапелитах редко встречаются ассоциации с гранатом и хлоритоидом:  $ГрХлдКв \pm Хл$  (по Р.Н. Ахметову), обр. Б-2553/4 -  $Хлд_{81,6}(Би)МуПлКв$ , Б-2554/1 -  $Гр_{94,4}БиХлМуПлКвРудн$ , Б-2563/1 -  $Гр_{96,2}БиМуПлКвРудн$ . В известковистых металавевролитах здесь появляются гранат и роговая обманка: обр. Б-2561/5 -  $Гр_{96,5}Ро_{76,7}БиМу(Хл)ПлКвРудн$ , Б-2562 -  $Гр_{95,9}Ро_{75,2}БиМуКвРудн$ , Б-2613/3 -  $Гр_{91,6}Ро_{Би_{52,1}}Му(Хл)ЭпКвРудн$ . Составы гранатов этих пород колеблются следующим образом (в %): альмандин - 73.2-78.8, пироп - 3.1-7.7, спессаргин - 3.0-8.0, гроссуляр - 8.7-14.2, андрадит - 0.9-3.1. Биотиты и роговые обманки содержат незначительное количество  $TiO_2$  (рис. 2). В редко встречающихся метадиабазах наблюдается  $АктХлЭпПлКарбРудн \pm Кв$ . Согласно этим данным, породы восточной части Тас-Миэлинского клина метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации средне- и высокотемпературных ступеней (биотитовая и гранатовая зоны).

Восточная окраина Тас-Миэлинского клина, примыкающая к массиву двуслюдяных гранитов, характеризуется появлением ставролита и увеличением встречаемости гранатов в метапелитах. На других клиньях субганского комплекса метаморфизм также характеризуется устойчивостью ассоциации  $СтМуКв$  в метапелитах. Из мюгоминеральных ассоциаций широко распространен  $ГрСтБиМуКв \pm Пл$ .

В редких, весьма высокоглиноземистых сланцах встречаются ГрСт-БиМуКвКи+Пл, СтБиМуКиКв+Пл. На некоторых участках Сырыль-ского клина и особенно в мелких клиньях вблизи его наблюдаются такие ассоциации: ГрСтБиМуСилКв+Пл, ГрСтБиМуСилКв, ГрСтБиКи-СилКордКв+Пл. Ставролит в последних встречается главным образом в виде мелких „растворенных“ включений в плагиоклазе, гранате, мусковите, кордиерите и не соприкасается с кварцем. Эти ассоциации и соотношения минералов в них четко демонстрируют моновариантные реакции в насыщенных и недосыщенных  $K_2O$  метapelитах: Ст+Му+Кв  $\rightarrow$  Гр+Би+Сил, Ст+Кв  $\rightarrow$  Гр+Корд+Сил. В гранат-ставролит-двуслюдяных сланцах отмечены единичные находки андалузита с кианитом или без кианита. В южной части Сырыль-ского клина Р.Н. Ахметовым описано совместное нахождение андалузита, кианита и силлиманита в слюдяном сланце.

В случае совместного нахождения полиморфов силлиманит обнаруживает признаки более позднего образования, чем кианит, возможно и андалузит. Очевидно, что силлиманит своим появлением обязан главным образом реакции разложения ставролита. Эти наблюдения, наши данные, а также многочисленные силикатные анализы сосуществующих граната, ставролита и биотита (Ахметов, Кудрявцев, 1981) свидетельствуют, что температурные условия метаморфизма метapelитов в восточной окраине Тас-Миэлинского клина и других выходов субганского комплекса соответствует всему интервалу устойчивости ставролита в кварцсодержащих породах. Глубинные условия метаморфизма определяются полем устойчивости кианита вблизи инверсионных линий Ки  $\rightleftharpoons$  Анд, Ки  $\rightleftharpoons$  Сил.

В амфиболовых сланцах в зоне устойчивости ставролита кроме повсеместных РоПл+БиКвРуднЭп встречаются ГрРоЭпПл+КвБи, ГрРоПл+КумКв. Распределение Fe и Mg между существующими минералами демонстрируется следующими образцами: Б-2616/3 - Гр<sub>84.0</sub>Ро<sub>51.7</sub>Би<sub>43.6</sub>ЭпПлКвРудн, Б-2366/1 - Гр<sub>92.0</sub>Ро<sub>56.4</sub>КумБиПлКвРудн, ЛБ-1071/1 - Гр<sub>88.7</sub>Ро<sub>63.5</sub>ПлКвРудн, Лб-1154/3 - Гр<sub>90.5</sub>Ро<sub>62.1</sub>ПлКвРудн. Гранат имеет состав: альмандин - 60.0-72.5, пироп - 6.3-14.4, спессартин - 5.1-10.0, гроссуляр - 10.3-22.0, андрадит - 1.6-2.3%. Роговые обманки в них характеризуются низким содержанием  $TiO_2$  и широким колебанием железистости (рис. 2).

Проявления регрессивного метаморфизма имеют два вида. Первый вид - это неполное замещение относительно высокотемпературных минералов низкотемпературными, например Би  $\rightarrow$  Хл, Гр  $\rightarrow$  Хл и др., без рассланцевания. В других случаях в узких зонах поздних разломов в результате интенсивного рассланцевания и перекристаллизации образовались бластомилониты зеленосланцевой фации часто без реликтов минералов прогрессивного метаморфизма. Составы минералов изучены в обр. 2385/3 (метapelит): Гр<sub>95.0</sub>Хл<sub>74.2</sub>(Би)-КвРудн; гранат содержит альмандина - 92.0, пироп - 5.0, спессартин - 0.5, гроссуляра - 0.9, андрадита - 1.6%.

В общем прогрессивный метаморфизм субганского комплекса в рассматриваемом районе соответствует зеленосланцевой и эпидот-

амфиболитовой фациям кианит-силлиманитовой фациальной серии, возможно, с переходами в амфиболитовую на незначительных участках. В Тунгурчаканском клине местами (северная часть) реальные переходы в андалузит-силлиманитовую серию.

Олёкминский комплекс. Этот комплекс имеет наибольшее распространение в рассматриваемом районе. Комплекс (серия) традиционно расчленяется многими исследователями на несколько свит. Расчленение весьма условно из-за однообразности состава слагающих их пород. Это биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые плагиогнейсы, гнейсы и мигматиты с незначительным количеством роговообманковых, редко диопсид-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов. Исключительно редко встречаются гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, амфиболиты с гранатом и некоторые другие породы. Типичные высокоглиноземистые породы, наиболее благоприятные для выяснения условий метаморфизма, в данном районе отсутствуют.

Наши маршрутные работы ограничены участками вблизи Тас-Миэлинского, Сырылырского и Тунгурчаканского клиньев субганского комплекса. Здесь олёкминский комплекс представлен интенсивно рассланцованными и перекристаллизованными породами. В гнейсах и плагиоклазах часто встречаются наложенные мусковит, эпидот, хлорит, серицит, соссюрит. Для них характерны очковые, гломеробластовые, гетеробластовые, бластокатакластические структуры. Здесь изучены весьма редко встречающиеся ассоциации с гранатом: Б-2463/2 - Гр<sub>96,4</sub>Би<sub>76,8</sub>МуПлКпшКв, Б-2372/2 - Гр<sub>86,9</sub>Би<sub>41,1</sub>МуПлКвРуди, Б-2388/2 - Гр<sub>92,3</sub>Би<sub>65,6</sub>(Хл)ЭпПл(Кпш)Кв. Гранат представлен: альмандином - 48,4-63,7, пиропом - 3,4-11,3, спессартином - 12,8-27,7, гроссуляром - 4,1-28,5, андрадитом - 0,8-3,7%. В основных сланцах в единичных случаях обнаружены гранатосодержащие разновидности: обр. Б-2388 - Гр<sub>89,2</sub>Ро<sub>61,6</sub>Би<sub>58,8</sub>ЭпПлРуди. Состав граната следующий (%): альмандин - 61,5, пироп - 8,3, спессартин - 48, гроссуляр - 23,3, андрадит - 2,1. Сине-зеленые и синеваго-зеленые роговые обманки из плагиогнейсов и сланцев характеризуются низкими содержаниями  $TiO_2$ , сопоставимыми часто с содержанием его в амфиболах субганского комплекса. Такие же данные имеются и по биотитам.

Кроме домигматитовых основных сланцев в поле развития олёкминского комплекса встречаются немигматизированные амфиболиты - метадиабазы. В них часто сохраняются реликты офитовой структуры, иногда реликты моноклинного пироксена, замещаемого роговой обманкой. Вблизи клиньев субганского комплекса в этих породах иногда, главным образом на стыках кристаллов роговой обманки и плагиоклаза, встречаются мелкие, цепочковидные зерна граната, образовавшиеся, по-видимому, в результате реакции  $Ро + Пл \rightarrow Гр$ . Можно предположить, что это метадиабазы - возрастные аналоги метадиабазов в клиньях субганского комплекса.

Анализ этих данных показывает, что упомянутые выше совместные деформации субганского и олёкминского комплексов, сопровож-

дались повторным метаморфизмом пород олёкминского комплекса, изофациальным с прогрессивным метаморфизмом субганского комплекса. На приводимой схеме (рис. 1) область этого наложенного метаморфизма показана очень приблизительно, и даже внутри этой области иногда сохраняются менее перекристаллизованные участки. С удалением от клиньев субганского комплекса степень рассланцевания и перекристаллизации пород олёкминского комплекса несколько затухает, хотя такая переработка устанавливается практически во всем изученном районе. Наряду с перекристаллизованными породами здесь встречаются гнейсы, плаггиогнейсы, мигматиты, основные сланцы, характеризующиеся обычными гранобластовыми структурами. Здесь типичны следующие ассоциации в гнейсах:  $РоБиПлКв + Кпш$ , редко  $ГрБиПлКв + КпшРудн$ ; в основных сланцах  $РоПл + ДиБиРудн$ . Роговые обманки – синевато-зеленые, зеленые, иногда с буроватым оттенком – содержат несколько больше  $TiO_2$ , чем амфиболы вблизи клиньев (рис. 2). Такие же особенности характерны и для биотитов. Гранат из гранат-биотитового гнейса содержит алмадину – 79,8, пироп – 7,4, спессартина – 3,2, грюссуляра – 5,3, андрадита – 4,3,  $F = 92,3\%$  (Миронюк и др., 1971). Согласно наблюдениям В.С. Шкодзинского, здесь (наряду с другими типами) широко развиты мигматиты анатектической дифференциации, в которых жильный материал часто представлен относительно тугоплавкой  $ПлКв$  ассоциацией (устное сообщение).

Эти данные соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации. Однако наряду с ассоциациями амфиболитовой фации, хотя и весьма редко, здесь встречаются и ассоциации гранулитовой фации. Эти находки приурочены главным образом к северной части района (рис. 1). Такие данные интерпретировались как прогрессивный переходы амфиболитового олёкминского комплекса в гранулитовый (Миронюк и др., 1971) или объяснялись наличием здесь интенсивно диафторированного блока более древнего курульгинского комплекса (Неелов и др., 1971). Анализ геологического материала свидетельствует, что здесь обнажается типичная ассоциация пород олёкминского комплекса. Изучение петрографического материала показывает, что ассоциации гранулитовой фации встречаются главным образом в основных кристаллических сланцах и имеют реликтовый характер: они встречаются очень редко в поле развития биотитовых, биотит-роговообманковых, роговообманковых плаггиогнейсов, гнейсов и мигматитов, минеральные ассоциации которых, как уже говорилось, соответствуют амфиболитовой фации. Редко, как и в других районах выхода олёкминского комплекса, здесь встречаются гранат-биотитовые плаггиогнейсы и гнейсы. Ассоциации в основных сланцах представлены:  $ГипДиРоПл + ГрБиРуднКв$ ,  $(ГрДи) - РоПлКв + Рудн$ ,  $(ГрРо)Пл + РуднБи$ ,  $ГипДпРоПл + БиКвРудн$ ,  $ДиРоПл + БиРудн$ ,  $РоПл + БиРудн$ , т.е. соответствуют как гранулитовой, так и амфиболитовой фации. Условия залегания основных сланцев описаны В.С. Шкодзинским и А.Н. Зедгенизовым в береговых обнажениях р. Олёкмы ниже устья р. Тас-Хойко. Здесь эти породы слагают отдельные будины до 5–7 м в поперечнике и редко будиниро-

ванные пластообразные тела в плаггиогнейсах, в различной степени мигматизированных, Будины, как и вмещающие плаггиогнейсы и гнейсы, секутся крупнозернистыми пегматоидными жилами. Амфиболиты иногда содержат согласные мигматитовые прожилки. В приконтактовых зонах будин местами наблюдаются богатые биотитом зонки, в теневых участках — кварц-полевошпатовые крупнозернистые обособления и др. В общем однозначно устанавливается домигматитовый возраст основных пород. В то же время породы, непосредственно вмещающие сланцы, представлены относительно слабо мигматизированными плаггиогнейсами, соответствующими по химизму ряду трондьемит-тоналит, т.е. серым гнейсам. По-видимому, реликтовые ассоциации гранулитовой фации сохранились в местах менее интенсивного проявления процессов мигматитообразования.

Гранат обычно встречается в центральных частях крупных будин и окружен диабластовыми сростаниями плаггиоклаза и буровато-зеленой роговой обманки, что определяется даже макроскопически. Крупные зерна диопсида имеют губчатый облик, обусловленный многочисленными микроскопическими включениями плаггиоклаза. В породе присутствуют редкие довольно крупные зерна кварца. Иногда в таких породах встречаются редкие мелкие зерна гиперстена внутри или вблизи зерен диопсида и чешуйки биотита. Плаггиоклаз в диаблестах и во включениях в диопсиде, как правило, зонален. Во многих шлифах видны замещение диопсида роговой обманкой и более крупнозернистые скопления ее между участками диабластов и губчатого диопсида. В некоторых породах с описываемыми структурами гранат отсутствует, но наблюдаются диабласты и диопсид с микровключениями плаггиоклаза.

В других случаях диопсид почти полностью или полностью замещен роговой обманкой, а гранат встречается в виде редких зерен, но уже без диабластового окружения. Некоторые амфиболиты имеют пятнистую бимодальную зернистость, участки средне-крупнозернистого и мелкозернистого плаггиоклаз-роговообманкового состава. Судя по наблюдениям в ряде шлифов, первые участки возникают на месте граната, а вторые — на месте диопсида с включениями.

Эти наблюдения над неравновесными ассоциациями минералов приводят к выводу, что основное количество имеющегося в породе в настоящее время плаггиоклаза образовалось в результате реакций типа  $Gr \rightarrow Ro + Pl$ ,  $Py \rightarrow Dp + Pl$ . В состав предполагаемого пироксена должен был входить кальций, глинозем, возможно и натрий. Наличие (отсутствие) плаггиоклаза в первоначальной породе достоверно не определяется. Дальнейшие реакции:  $Di \rightarrow Ro$ , выравнивание составов плаггиоклазов, по-видимому, и др., признаки которых в породах не сохранились, приводят к равновесному парагенезу  $RoPl \pm Bi$ .

Анализы минералов из рассматриваемых пород приведены в табл. 2. Состав реликтового граната, пироп-гроссуляр-альмандиновый с повышенным содержанием кальциевого компонента (26–42%), находится в области перекрытия полей гранатов эклогитовой, гра-

Т а б л и ц а 2

Химический состав материалов из гранатсодержащих основных кристаллических сланцев олёкминского комплекса

Окислы	3-39/2	В-384			В-384-2			В-391-2а		Ф-2291	
	Гр	Гр	Ди	Ро	Гр	Гип	Ди	Гр	Ро	Гр	Ди
SiO <sub>2</sub>	37.64	38.48	51.18	41.02	38.23	50.55	48.06	38.38	42.75	37.94	49.76
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.08	0.11	1.84	0.09	0.06	0.42	0.11	1.34	0.18	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.54	20.86	1.67	12.44	20.68	0.46	0.91	20.87	10.84	20.47	3.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.03	0.05	0.07	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.11	0.02
FeO	20.76	25.97	13.22	18.72	25.85	32.16	12.71	24.23	19.55	25.43	11.59
MnO	1.66	1.53	0.26	0.13	0.48	0.66	0.22	0.86	0.26	3.15	0.05
MgO	2.23	3.33	11.12	8.98	4.01	15.04	11.06	2.67	8.97	1.80	11.40
CaO	14.54	9.63	21.53	11.01	8.94	0.66	21.53	12.40	11.37	10.42	22.01
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.33	2.05	0.03	0.03	0.64	0.03	1.41	0.05	0.76
K <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	0.01	0.87	Не опр.	0.01	0.28	Не опр.	1.21	Не опр.	0.14
Сумма	97.91	99.95	99.48	97.13	98.34	99.66	95.87	99.58	97.72	99.55	99.40
F	85.0	82.3	40.5	54.1	78.7	55.1	39.7	84.1	55.3	89.9	36.5

Примечание. Обр. 39/2 - (Ди)РоПлКвРуднСф, 384 - (ГипДи)РоПлКвРудн, 384-2 - (ГипДи)Ро-БиПлКвРудн, 391-2а - РоБиПлКвРудн(Хл)Сф, 2291 - (Ди)РоБиПлКвРуднСф. В некоторых образцах наряду с буровато-зеленой и зеленой роговой обманкой встречается и синевато-зеленая, в виде самостоятельных зерен или каемок. Образцы с индексом 3 - из коллекции А.Н. Зедгенизова, В - В.С. Шкодзинского, Ф - И.М. Фрумкина.

нулитовой и частично амфиболитовой фаций (Фации метаморфизма, 1970). Судя по содержанию  $TiO_2$ , биотиты и роговые обманки оказываются высокотемпературными, соответствующими верхам амфиболитовой и низам гранулитовой фаций.

Реликтовые ассоциации и минералы, по-видимому, могут сохраниться и в средних и кислых породах. Например, Е.П. Миронюком с соавторами (1971) в гранат-биотитовом гнейсе проанализированы гранат и биотит с высокотемпературным характером распределения Mg и Fe между этими минералами (обр. 416/1). Гранат содержит альмандин - 62,7, пироп - 27,8, спессаргин - 0,9, гроссуляра - 4,1, андрагита - 4,5%.

Таким образом, породы олёкминского комплекса, по крайней мере в северной части района, первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а затем перекристаллизованы в высокотемпературной амфиболитовой фации. Условия глубинности реликтовой гранулитовой фации могут быть оценены по устойчивости граната в основных кристаллических сланцах. Олёкминские гранатосодержащие основные сланцы при пересчете по методу GJPW в большинстве своем соответствуют высокожелезистым оливиновым толеитам и в единичных случаях - высокожелезистым кварцсодержащим толеитам ( $SiO_2$  - 49,14,  $TiO_2$  - 1,21,  $Al_2O_3$  - 13,47,  $Fe_2O_3$  - 2,67, FeO - 11,82, MnO - 0,25, MgO - 6,33, CaO - 10,12;  $Na_2O$  - 2,73,  $K_2O$  - 0,69,  $P_2O_5$  - 0,08, п.п.п. - 1,30, сумма - 99,81%; среднее по 5 анализам).

Согласно экстраполированным экспериментальным данным (Рингвуд, 1981), в породах такого состава в условиях температур гранулитовой фации переход в гранатовые основные сланцы осуществляется при давлениях порядка 5-7 кбар, а переход в эклогитовую ассоциацию 8-12 кбар. Судя по наличию кварца в недосыщенных основных сланцах, богатых гранатом и диопсидом, и с признаками в основном более позднего образования плагиоклаза, здесь была достигнута область давлений, близкая к переходу гранатовый основной сланец  $\rightleftharpoons$  эклогит. Поэтому можно предположить, что гранулитовый метаморфизм олёкминского комплекса происходил при давлениях более 7-8 кбар. Глубинность метаморфизма наложенной амфиболитовой фации остается неясной.

Курультинский комплекс. Курультинский блок, стратотипический для этого комплекса, находится южнее нашего района. В западной части района находится Оломокинский блок, сложенный породами, обычно относимыми к курультинскому комплексу (Миронюк и др., 1971). Этот блок с запада ограничен Пародоканским гранитным массивом и Олдонгсинской грабен-синклиналью, заполненной породами угуйского комплекса, а с востока - Темулякитской зоной разлома. Зона разлома трассирована зеленосланцевыми диафторитами, и к ней приурочены отдельные выходы пород субганского комплекса. В гнейсах Оломокинского блока развиты следующие парагенезисы: ГрБиПлКв + КпшРудн, ГипБиПлКв + КпшРудн, ГрГипБиПлКв + КпшРудн, ГрБиСилКпшКв + ПлРудн, СилБиПлКв + КпшРудн. В единичных случаях, главным образом в гранат-биотитовых

плагиогнейсах, встречается кордиерит. Кордиерит в симплектитах с кварцем окружает гранат и содержит включения силлиманита, но иногда такие соотношения с другими минералами не обнаруживаются.

В основных сланцах широко развит парагенезис ГипДиРоПл (почти всегда присутствует рудный минерал, иногда редкие зерна кварца). Гранат в этих породах неизвестен. В южной, посещенной нами части блока изучены следующие ассоциации в основных сланцах и гнейсах: обр. Б-2627/1 - Гип<sub>47.9</sub>Ди<sub>36.9</sub>Ро<sub>50.6</sub>ПлРуднКв, Б-2633 - ГипДи<sub>31.6</sub>Ро<sub>42.6</sub>ПлРудн, Б-2646А - Гр<sub>66.7</sub>Би<sub>50.9</sub>ПлКвРудн, Б-2647/3 - Гр<sub>63.7</sub>Гип<sub>37.8</sub>Би<sub>35.6</sub>ПлКпшКв, Б-2675 - Гр<sub>63.3</sub>Би<sub>46.0</sub>ПлКпшКв. Гранат содержит (в %): альмандина - 59.4-62.7, пиропы - 31.8-36.3, спессартина - 0.9-3.7, гроссуляра - 2.9-5.1, андрагита - 0-0.4. Биотиты и роговые обманки отличаются высокой титанистостью (рис. 2).

Эти данные соответствуют биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации. Отсутствие граната в основных сланцах и редкое присутствие кордиерита в гнейсах, по-видимому, обусловлены несколько меньшей глубиной метаморфизма пород Оломокицкого блока в сравнении с метаморфизмом пород Курультинского блока. Кроме того, по крайней мере в некоторых случаях, кордиерит имеет более позднее происхождение. В Оломокицком блоке широко развит диафторез зеленосланцевой фации.

В заключение отметим, что в докембрии восточной части Олёкминской складчатой зоны можно наметить следующую последовательность метаморфических событий. В результате наиболее ранних метаморфических процессов в породах курультинского комплекса Оломокицкого блока и олёкминского комплекса, по крайней мере в северной части территории, были достигнуты условия гранулитовой фации. Глубинность метаморфизма курультинского комплекса соответствовала, по-видимому, низам биотит-силлиманит-гранатовой субфации. Для олёкминского комплекса предполагается несколько более глубокий метаморфизм, обеспечивший появление эклогитоподобных пород, возможно и эклогитов. Возрастные соотношения метаморфизма этих двух комплексов не выяснены.

Позднее вся площадь олёкминского комплекса была перекристаллизована в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации. Возможно, здесь имела место непрерывная эволюция гранулитового метаморфизма в амфиболитовый. Затем проявился прогрессивный метаморфизм субганского комплекса в условиях главным образом эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии, наложившийся на амфиболитовую фацию вмещающего олёкминского комплекса на значительной площади. Относительные возрастные соотношения зеленосланцевого метаморфизма угуйского комплекса с метаморфизмом субганского комплекса в нашем районе остались невыясненными. Как предполагают Р.Н. Ахметов и В.А. Кудрявцев (1981), возможно, здесь мы имеем дело с двумя разновозрастными этапами метаморфизма. Каждый прогрессивный метаморфизм несомненно сопровождается и регрессивной своей ста-

дией, что, особенно в средне- и низкотемпературных комплексах, значительно усложняет возможности восстановления метаморфической эволюции.

## Л и т е р а т у р а

А х м е т о в Р.Н., К у д р я в ц е в В.А. Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 104–120.

Б е р е з к и н В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. — Новосибирск, 1977. — 120 с.

К о р и к о в с к и й С.П. Фации метаморфизма метапелитов. — М., 1979. — 263 с.

К у д р я в ц е в В.А. Главные структурные несогласия в докембрии запада Алданского щита. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 39–52.

К у д р я в ц е в В.А., А х м е т о в Р.Н., Б и р ю л ь к и н Г.В. Структурно-вещественные комплексы Темулякит-Тунгурсинской складчатой зоны Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 49–60.

М и р о н ю к Е.П., Л ю б и м о в Б.К., М а г н у ш е в с к и й Э.Л. Геология западной части Алданского щита. — М., 1971. — 240 с.

Н е е л о в А.Н., Г л е б о в и ц к и й В.А., Б а й к о в а В.С., Д у к Г.Г., К а р с а к о в Л.П., М и л ь к е в и ч Р.И., С е д о в а И.С., Т у р ч е н к о С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117–143.

П е т р о в А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. — Новосибирск, 1976. — 120 с.

Р и н г в у д А.Е. Состав и петрология мантии Земли. — М., 1981. — 584 с.

С м е л о в А.П. Структурное и химическое равновесия в минеральных парагенезисах метапелитов субганского комплекса (на примере Сырылырского грабена). — Матер. II тематич. конф. молодых науч. сотр., Иркутск, 1981.

Ф а ц и и метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов. — М., 1970. — 432 с.

## СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОЛОНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Своеобразный вулканогенный олондинский комплекс залегает в Олёкминской зоне, слагая структуру субмеридионального простирания. Новые данные авторов по истории развития олондинского комплекса, имеющего большое сходство с типичными зеленокаменными поясами, приводят к выводу о раннедокембрийском возрасте его раннего метаморфизма и заставляют исключить олондинский комплекс из числа первично метаморфизованных в протерозое образований Олёкминской зоны.

В настоящее время не существует общепринятой точки зрения на геологическую историю олондинского комплекса. Одни исследователи считают этот комплекс слагающим структуру, относящуюся к шовной синклинали – трогу (Глуховский, 1968; Федоровский, 1972); по мнению других, – это узкий тектонический блок в складчатой зоне (Ахметов, Кудрявцев, 1981). С востока и запада олондинский комплекс имеет тектонические контакты с мигматизированными гнейсами и сланцами олёкминской верхнеархейской серии (или с повторно метаморфизованными нижнеархейскими толщами курультинской серии).

Картировавший олондинский комплекс М.З. Глуховский (1968) представлял его в виде единой серии с мощностью разреза супра-крупных пород около 3 км. По мнению С.В. Нужнова, В.А. Кудрявцева и Р.Н. Ахметова, в олондинском комплексе присутствуют две толщи: нижняя – вулканогенная и верхняя – осадочная, суммарная мощность которых достигает 7 км. Считавшийся ранее протерозойским в последние годы возраст олондинского комплекса пересматривается. Новые геологические данные позволили Ахметову и Кудрявцеву (1981) все „треговые комплексы“ отнести к верхнему архею, показав, что их формирование предшествовало накоплению нижнепротерозойского удоканского комплекса.

Геологическое строение. Метаморфические породы олондинского комплекса залегают среди толщи гранито-гнейсов, включающих натровые гранитоиды, по ряду признаков сходных с древнейшими сериями гнейсами гранитно-зеленокаменных областей, относимых к олёкминской серии. Олондинский комплекс слагает узкую, сложнодислоцированную круто залегающую синклинали, разветвляющуюся на севере на две ветви (рис. 1). Структурно-петрологические исследования, проводившиеся авторами в Олондинском районе с 1976 г., позволяют считать олондинский комплекс единой вулканогенной толщей, в которой обломочные осадочные породы и железистые породы составляют лишь небольшую по мощности верхнюю часть разреза и маломощные прослои среди вулканитов средней части. Разрез начинается с ультраосновных-основных метаизлившихся пород, в том числе коматиитов. Выше по разрезу постепенно увеличива-

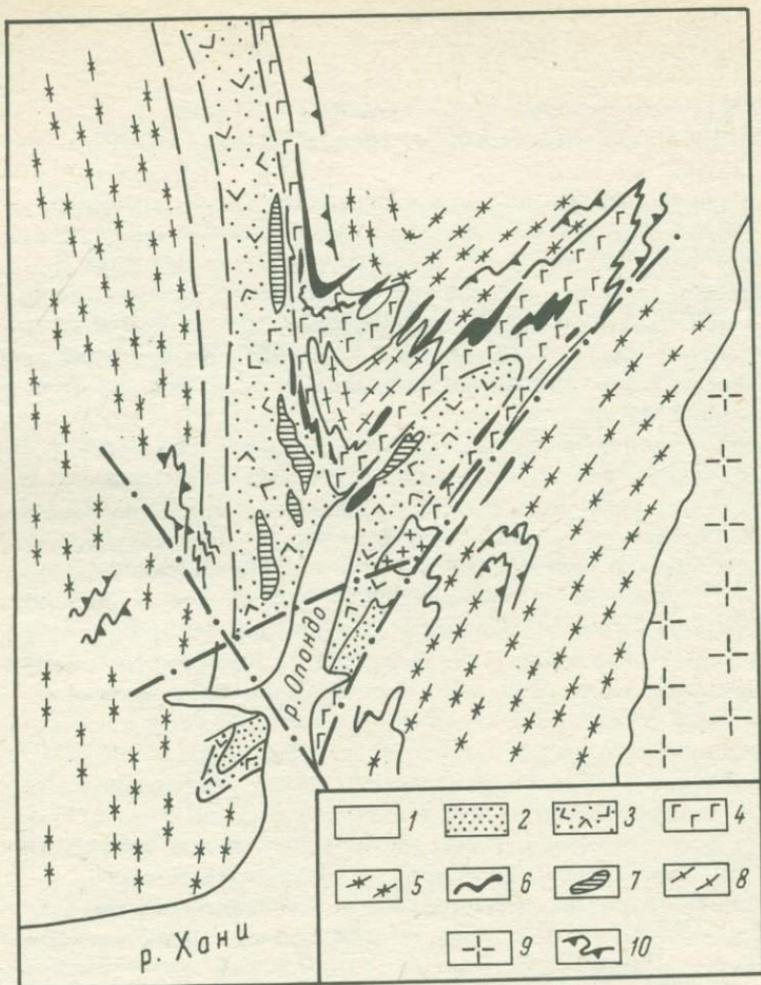


Рис. 1. Геологическая карта олондинского комплекса.

1 - четвертичные отложения; 2 - мегапесчаники; 3 - метавулканиды среднего и кислого состава с прослоями глиноземистых сланцев; 4 - метавулканиды основного и ультраосновного состава (комагиты); 5 - гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы; 6 - гипербазиты; 7 - габбро-габбро-диориты; 8 - рассланцованные плагииграниты; 9 - порфиридные граносиениты; 10 - обобщенные линии элементов залегания кристаллизационной сланцеватости.

ется роль средних по составу мегаэффузивов, которые в верхах разреза постепенно переходят в более кислые и начинают переслаиваться с осадочными породами. Мощность разреза оценивается в 2.5-3.0 км. В ультраосновных, основных и более кислых ортопородах сохраняются реликты первичных эффузивных структур, в сред-

ней и верхней частях разреза отмечаются хорошо сохранившиеся текстуры гуфобрекчий в среднекислых порфиритоидах.

Несмотря на длительную многоэтапную эволюцию, на отдельных участках, особенно вблизи западного контакта, сохранилась первичная стратиграфическая последовательность супра-крупной серии. Восточное крыло бывшей синклинали более нарушено: именно здесь появляются сорванные блоки верхней части разреза серии — надвинутые на север-северо-восток, здесь же отмечены интрузии мелких гел поздних микроклиновых гранитов, к восточному контакту приурочены также многочисленные мелкие тела слабосекущих интрузий ультрабазитов, залегающих как в породах олондинского комплекса, так и во вмещающих гранито-гнейсах.

Можно выделить по крайней мере три этапа деформаций, ощутимо проявленных в породах олондинской серии. Все они выражены системами сжатых и изоклиальных складок с кругопадающими осевыми поверхностями. Ранние интрузии гипербазитов и габброидов внедрились во время второго этапа, деформировавшего раннюю кристаллизационную сланцеватость и метаморфическую полосчатость осадочно-вулканогенной серии, когда формировались кругопадающие изоклиальные складки северо-западного простирания, запрокинутые в северо-восточном направлении. В третий этап при формировании системы главных (картируемых) сжатых складок с север-северо-восточной ориентировкой кругопадающих осевых поверхностей деформировались круго залегающие ранние интрузии габброидов и пространственно с ними связанные тела гипербазитов дунит-гарцбургитового ряда. Одновременно внедрялись группы поздних интрузий основного и ультраосновного состава, подвергаясь при этом синскладчатому рассланцеванию. Проведенный структурный анализ показывает, что именно в этот этап деформаций при наложении главных структур на систему ранних поперечных к ним изоклиальных складок в условиях тангенциального сжатия сформировалась линейно ориентированная Олондинская структура.

Развитие ее заканчивается блоковыми сбросо-сдвиговыми движениями по сериям разрывов меридионального и субширотного направлений, подчеркнутых узкими зонами катаклаза и рассланцевания и внедрением постметаморфических даек оливиновых диабазов и базальтов.

Метаморфизм. Региональному метаморфизму подвергаются вулканогенные и осадочные породы олондинской серии, а также интрузивные габброиды, залегающие среди сланцев в виде маломощных послойных тел. Метаморфизм неоднородный, варьирует от низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитовой фации и повышается в общем к краям синклинали структуры (к нижним частям разреза). Зональность нечеткая, нарушенная многочисленными постметаморфическими деформациями. Повышение степени метаморфизма устанавливается прежде всего по уменьшению сохранности первичноэкструзивных структур и текстур (порфировидных и мидалекаменных структур, псаммитовых структур, брекчиевичных текстур), постепенно меняющимся парагенезисам пород и по

изменению состава минералов в одноименных парагенезисах. Структуры метаэффузивов, хорошо сохранившиеся в средней части олондинской полосы, по мере приближения к контактам комплекса исчезают, породы подвергаются все большему расщеплению, порфировидные вкрапленники постепенно „растворяются“ в основной ткани, и ортопороды превращаются в кристаллические сланцы. Парагенезисы олондинских пород показаны в табл. 1. Основные и средние метаэффузивы часто не различаются по минеральным ассоциациям, и постепенное уменьшение основности породы выражается в относительном увеличении лейкократовой, кварц-полевошпатовой составляющей. Кроме того, в более основных породах роговая обманка присутствует во вкрапленниках вместе с плагиоклазом и вместе с биотитом в основной ткани, а при уменьшении основности породы роговая обманка исчезает сначала из основной ткани, затем и из вкрапленников. С повышением степени метаморфизма светло-зеленая роговая обманка, часто неровно окрашенная, с бесцветными пятнами, превращается в обыкновенную зеленую роговую обманку. Метапелиты встречены только в зоне эпидот-амфиболитовой фации. В самых краях структуры в породах отмечаются первые признаки мигматизации — редкие и маломощные прожилки кварц-полевошпатового состава, а в сланцах появляется новообразованный калиевый полевой шпат.

Составы некоторых метаморфических минералов из пород олондинского комплекса помещены в табл. 2. Для глиноземистых сланцев (эпидот-амфиболитовой фации) и для средних метаэффузивов по гранато-биотитовому термобарометру были определены температура и давление, которые получились равными 550–570°C и 3,5–4,5 кбар. Эти условия характеризуют зону перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации. Определения P и T вместе с приведенными парагенезисами однозначно свидетельствуют о высокоградиентных условиях регионального метаморфизма олондинского комплекса. Кристаллические сланцы биотито-амфиболового состава в западной и в северной частях изученной структуры секутся жилами гранитоидов (гранодиоритов и плагиогранитов), содержащих гранат. На контакте с ними в сланцах появляется редкая вкрапленность мелкого граната. В южной части структуры олондинские сланцы секутся жилами редкометаллических пегматитов.

Период регионального метаморфизма завершается развитием зон кислотного выщелачивания (метасоматиты андалузит-кварцевой, мусковит-кварцевой фаций (Глебовицкий, Бушмин, 1983) в парапородах, эпидот-кварцевой фации в базитах). С ними сопряжены зоны железо-магнезиальных метасоматитов (кордиеритовая, жедритовая, диопсидовая фации) и углекисло-кальциевых метасоматитов диопсид-карбонатного, карбонатного, скаполит-карбонатного состава. Все метасоматические парагенезисы подтверждают сохранение в это время режимов с повышенным тепловым потоком.

Вблизи восточного контакта олондинского комплекса с вмещающими мигматитами олёкминского времени в кристаллических сланцах существуют следы неоднократного метаморфизма: в смятых

Т а б л и ц а 1

Парагенетические ассоциации в породах олондинского комплекса

Группа пород	Эпидот-амфиболитовая фация	Амфиболитовая фация
Ультраосновные метаэффузивы (комагниты)		Cum Act Frem Chl Cum Act Cum Am
Метагабброиды	Act Trem Pl (реликты Di)	Am <sub>3</sub> Pl Am <sub>3</sub> Bt Ep Pl
Основные и средние ме- таэффузивы	Am <sub>2-3</sub> Pl Qu ± Ep Am <sub>2-3</sub> Bt <sub>3-6</sub> Pl Qu ± Ep Am <sub>2-3</sub> Cum Pl Qu Act Bt <sub>3-6</sub> Pl Qu Am <sub>2-3</sub> Mgt Pl Qu	Di Am <sub>3</sub> Pl Qu ± Ep Am <sub>3</sub> Bt <sub>6</sub> Pl Qu ± Ep Gr Am <sub>3</sub> Cum Pl Qu Am <sub>3</sub> Bt <sub>6</sub> Pl Mi Qu Am <sub>3</sub> Mgt Pl Qu
Кислые мета- эффузивы	Bt <sub>6</sub> Pl Qu ± Ep Cum Bt Pl Qu Mu Bt Pl Qu Gr Bt Pl Qu	Gr Bt Pl Qu ± фибролит Bt Pl Qu Bt Mu Pl Mi Qu
Метапесчаники Метапелиты	Bt Pl Qu Bt Mu Pl Qu And St Cord Bt Pl Qu Gr Cord St Mu Bt Pl Qu Mu Cord Pl Qu	
Метасоматиты: алюмо-крем- ниевые	Cord Mu And Qu Cord And Qu Mu Qu	
железо-маг- незиальные	Qu Pl Bt Gd Cord Qu Gd Qu Pl Cum Gd	
железо-маг- незиально- кальциевые	Am Di Trem Ort Sph Ep Am	

Таблица 2

Химический состав минералов из пород олондинского комплекса

Окислы	036-2		04 <sup>3</sup>		93		171/1	Б-39-1а		Б-39-2	
	Gr	Am	Gr	Bt	Gr	Bt	Bt	Gr	Bt	Gr	Bt
SiO <sub>2</sub>	37,62	40,10	39,40	35,40	37,38	35,02	36,06	41,72	34,66	38,44	34,46
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,44	0,14	1,58	0,25	1,63	1,93	0,20	1,72	0,17	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,23	15,17	20,03	18,19	20,84	20,08	16,96	18,80	19,10	19,99	19,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	4,91	0,98	3,01	He обн.	0,60	2,71	He обн.	2,49	He обн.	2,08
FeO	33,41	21,38	27,66	16,42	34,10	18,59	16,79	29,95	20,40	33,56	20,32
MnO	2,16	0,21	5,86	0,07	2,43	0,04	0,11	2,87	0,05	1,45	0,01
MgO	1,96	3,93	2,73	11,49	3,14	10,14	10,90	1,84	8,36	2,17	8,38
CaO	3,71	9,30	2,66	0,11	1,61	0,22	0,05	3,94	He обн.	3,39	He обн.
Na <sub>2</sub> O		1,41		1,00		0,33	0,23		0,29		8,99
K <sub>2</sub> O		0,47		8,94		8,65	9,30		8,50		
C		0,06		0,12			0,17		0,12		0,06
F				0,12		0,10	0,16		0,05		0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		2,20		3,85		4,00	4,00		3,75		4,10
Сумма	100,30	99,58	99,46	100,30	99,75	99,40	99,37	99,32	99,49	99,17	99,88
				-0,05-O <sub>2</sub> =F		-0,2=F=0,04	-0,07-O <sub>2</sub> =F		-0,02-O <sub>2</sub> =F		-0,02-O <sub>2</sub> =F
				100,25		99,36			99,47		99,86

в изоклинальные складки полосчатых сланцах появляются линзовидные зерна новообразованного граната, ориентированные параллельно осевым поверхностям складок. Состав граната второй генерации (табл. 2, обр. Б-39-2) отличается от раннего граната (обр. Б-39-1а) пониженной марганцовистостью и повышенной магнезиальностью. Определенные по гранат-биотитовой паре температуры для раннего метаморфизма получились равными 500, для позднего - 570°C.

Возможно, доказательством существования второго этапа регионального метаморфизма могут служить метаморфизм и складчатые деформации слабосекущих тел перидотитов в восточной части структуры. Приуроченность их к существующей ныне линии разлома, пересечение перидотитами сланцев Олондо заставляет датировать время их внедрения периодом после главного (первого) этапа метаморфизма олондинского комплекса. Метаморфизм ультрабазитов, сопровождаемый метасоматическими преобразованиями, превративший перидотиты в тальково-актинолитовые и серпентино-карбонатные сланцы, сопровождался рассланцеванием и складчатостью.

Наиболее поздними магматическими проявлениями в олондинском комплексе являются резко секущие дайки долеритов и диабазов, не продолжающиеся во вмещающие мигматиты и гранито-гнейсы.

Петрохимия. Первая петрохимическая характеристика пород олондинского комплекса сделана А.Н. Нееловым и Р.И. Милькевич (1979) на основании материалов В.А. Кудрявцева. Используя предложенный А.Н. Нееловым способ пересчет в олондинском комплексе ими были выделены группы ультраосновных, основных, средних и кислых вулканигов, а среди осадочных пород - аргилиты, алевролиты и песчаники. Полученные данные позволили авторам сопоставлять олондинский комплекс с образованиями гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия.

Изучение химического состава олондинских метавулканигов свидетельствует о принадлежности их к единой вулканогенной серии пород, с течением времени (вверх по разрезу) постепенно меняющими свой состав от ультраосновных-основных к средним и кислым вулканигам (табл. 3). Ранние вулканиты (нижняя часть разреза) образуют серию коматитов ультраосновного-основного состава, которые в разрезе олондинского комплекса появляются несколько раз и каждый раз сменяются обычными базальтовыми толеитами. На диаграмме  $Al_2O_3 - MgO - CaO$  (рис. 2) они образуют серию точек, попадающих в поле ультраосновных коматитов (вблизи вершины  $MgO$ ) и в поле базальтовых высокомагнезиальных коматитов типа Гелук (Brooks, Hart, 1972). Отношение  $Ca/Al$  в олондинских коматитах колеблется около единицы, содержание щелочей ниже, по количеству  $SiO_2$  выделяются ультраосновные и серия основных коматитов, постепенно переходящих в базальтовые толеиты. От сходных по основности интрузивных перидотитов восточной части структуры группа коматитов резко отличается не только минералогическим составом, нормативным составом и текстурными особенностями, но и химизмом. В этом отношении особенно выразительны диаграммы  $FeO^*/MgO$ .

Таблица 3

Химический состав пород олондинского комплекса (аналитики В.Ф. Гусева, Е.Е. Зевелева, С.С. Коноплева, ИГД, СЗГУ)

Оксиды	Коматиты								Основные метавулканыты					
	10/1	131	1051/3	1064/4	1084	036a	3051	1051/1	3053/1	45	130/1	130/2	2063	2075
SiO <sub>2</sub>	44,54	47,80	51,00	48,00	42,80	41,52	51,42	45,52	43,96	48,02	50,60	50,00	50,33	49,03
TiO <sub>2</sub>	1,60	0,28	0,18	0,53	0,45	2,04	0,44	0,36	1,86	0,64	0,50	0,90	0,57	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,55	6,50	4,80	8,30	10,60	6,28	5,07	9,02	7,42	17,28	18,10	16,20	14,69	15,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	4,06	2,11	2,48	1,50	4,58	0,47	0,99	4,18	1,75	3,00	4,30	3,59	3,04
FeO	9,88	6,70	7,06	8,49	10,05	8,02	10,85	9,99	9,85	8,67	4,78	7,30	6,43	8,50
MnO	0,20	0,16	0,15	0,31	0,23	0,24	0,19	0,20	0,20	0,15	0,17	0,16	0,19	0,19
MgO	18,59	21,32	23,70	15,24	18,28	18,11	17,80	20,28	19,00	8,38	5,81	5,35	8,44	8,24
CaO	9,00	8,75	6,13	12,02	8,46	10,01	9,98	7,68	8,20	11,18	12,99	12,02	10,87	10,50
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,25	0,12	0,96	0,95	0,31	0,41	0,32	0,38	1,75	1,63	1,89	1,72	2,61
K <sub>2</sub> O	0,10	0,04	0,02	0,07	0,48	0,10	0,11	0,09	0,12	0,28	0,29	0,31	0,71	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,01	0,01	0,06	0,06	0,18	0,02	0,04	0,17	0,02	0,02	0,06	0,10	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>105</sup>	0,04	4,47	0,11	0,09	0,07	0,88	0,08	0,18	0,04	0,06	0,01	0,01	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	CO <sub>2</sub> - 0,06	CO <sub>2</sub> - 0,22	-	-	-	-	-	0,02
П.п.п.	3,20	0,05	5,00	2,80	5,61	7,85	3,07	5,24	4,52	1,90	1,27	1,13	2,39	1,68
Сумма	99,88	100,34	100,28	99,26	99,47	100,12	99,97	100,13	99,90	100,08	99,18	99,62	100,14	100,07

Таблица 3 (продолжение)

Оксиды	Основные метавулканыты		Средние и кислые вулканыты										
	3051/2	1015/3	1089/1	130	3037	3052	1054/6	1056/4	1057/3	1063/2	1086/1	1089/12	130/6
SiO <sub>2</sub>	49,12	50,00	56,40	61,00	55,76	60,76	64,80	59,80	64,00	65,40	75,00	66,60	64,10
TiO <sub>2</sub>	2,74	0,19	0,74	0,40	1,22	0,52	0,70	0,67	0,65	0,71	0,04	0,52	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,83	17,00	16,40	18,30	19,87	19,48	15,30	16,50	16,30	19,50	14,10	12,30	16,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	2,13	2,93	0,94	1,50	1,18	1,54	3,37	2,18	0,67	1,62	1,52	1,43

FeO	11,78	6,46	5,38	37,01	3,83	3,19	2,51	3,95	2,99	0,48	0,18	2,51	3,71
MnO	0,17	0,14	0,15	0,78	0,07	0,04	0,10	0,11	0,09	0,03	0,06	0,11	0,05
MgO	4,04	11,02	6,07	8,99	3,84	2,50	1,41	3,17	2,73	1,32	0,35	3,07	6,70
CaO	7,11	9,81	8,09	0,61	8,83	5,33	7,11	6,13	5,15	1,47	1,35	7,48	0,74
Na <sub>2</sub> O	3,20	1,21	3,17	0,60	3,71	4,05	3,10	3,29	4,54	9,46	3,75	2,22	0,45
K <sub>2</sub> O	1,41	0,09	0,07	3,88	0,37	1,95	1,13	0,93	0,37	0,10	1,74	0,81	2,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,01	0,17	0,13	0,12	0,13	0,18	0,20	0,19	0,06	0,10	0,25	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>105</sup>	0,06	0,07	0,01	0,04	0,08	0,08	0,03	0,07	0,08	0,01	0,04	0,01	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	CO <sub>2</sub> - 0,11	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1,61	1,92	0,84	0,47	1,01	0,90	1,24	0,90	0,81	0,92	1,32	2,79	4,23
Сумма	100,26	100,00	100,41	99,10	100,37	100,11	99,12	99,01	100,00	99,67	99,61	100,18	100,07

Таблица 3 (продолжение)

Оксиды	Средние и кислые вулканыты				Интрузивные породы								
	04 <sup>3</sup>	27	171/1	135/5	грано-диорит 8	габбро 184	183/2	34	35	39/1	40/1	183	1075
SiO <sub>2</sub>	62,54	67,46	63,26	69,54	64,74	49,44	38,62	39,28	39,52	38,82	47,76	41,92	48,84
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,43	0,72	0,46	0,41	0,30	0,26	0,08	0,04	0,30	0,30	0,15	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,45	15,70	14,95	15,39	17,70	16,39	3,26	2,84	1,25	3,56	12,35	4,28	6,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	1,20	2,35	0,12	1,10	1,77	9,97	2,93	0,55	3,91	0,77	3,64	0,97
FeO	3,34	2,89	3,48	2,06	2,38	3,75	4,26	3,98	8,51	5,84	1,49	7,55	7,56
MnO	0,12	0,06	0,07	0,05	0,04	0,11	0,18	0,10	0,12	0,09	0,14	0,10	0,18
MgO	2,95	2,17	2,38	1,42	2,08	10,67	30,42	39,01	47,34	29,65	25,75	31,40	25,37
CaO	3,51	3,97	4,21	3,10	4,07	14,28	1,00	0,06	0,06	1,61	6,08	0,24	2,86
Na <sub>2</sub> O	3,13	4,18	3,98	6,08	4,23	1,68	0,02	0,04	0,03	0,02	0,06	0,03	0,13
K <sub>2</sub> O	1,16	1,08	1,59	0,05	2,37	0,15	0,10	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,01	0,24	0,10	0,15	0,05	0,10	0,03	-	0,02	0,04	0,07	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>105</sup>	0,40	0,02	0,26	-	0,08	0,02	0,02	CO <sub>2</sub> - 1,32	0,06	0,08	0,20	0,02	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	0,04	0,03	-	-	CO <sub>2</sub> - 3,30	0,17	0,04	0,05
П.п.п.	2,09	0,64	2,01	1,17	0,74	1,34	11,75	10,14	2,59	12,55	5,20	10,48	7,34
Сумма	99,83	99,80	99,50	99,54	100,09	100,15	100,18	100,07	100,09	99,76	100,35	100,33	100,16

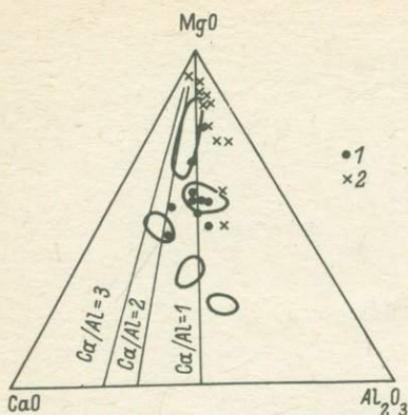


Рис. 2. Диаграмма  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  с полями комагнитов разного типа (Brooks, Hart, 1972).

1 — комагиты олондинского комплекса, 2 — перидотиты олондинского комплекса.

$\text{SiO}_2$  (рис. 3),  $\text{FeO}^* + \frac{1}{2}(\text{MgO} + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$  (рис. 4) и  $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 2). На указанных диаграммах перидотиты образуют обособленные поля.

Метавулканыты на диаграммах Миширо (Miyashiro, 1974) и Ирвина и Барагара (Irvine, Baragar, 1971) располагаются в виде серии точек, в поле толеитовой серии, и лишь залегающие в верхах разреза кислые метадациты попадают в поле кальциево-щелочной серии (рис. 3, 5, 6). На диаграмме AMF (рис. 7) намечается тренд петрохимической эволюции метавулканытов олондинского комплекса — от толеитовой к кальциево-щелочной серии. Основные толеиты имеют черты сходства с океаническими толеитами, по некоторым параметрам отклоняясь в сторону островодужных (Anhaeusser, 1973; Glikson, 1972). Среднекислые и кислые метавулканыты относятся к натровой и натрово-калийевой сериям, которые по классификации А.А. Макарушева и Е.Б. Яковлевой (1975) попадают в категорию ранне-

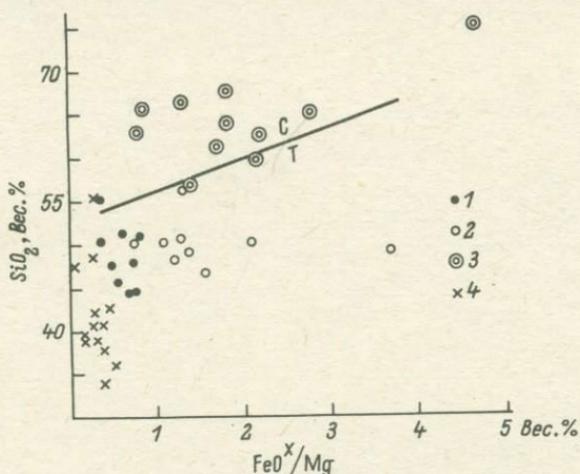


Рис. 3. Диаграмма  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974).

1 — комагиты, 2 — основные метавулканыты, 3 — средние и кислые метавулканыты, 4 — интрузивные перидотиты из олондинского комплекса; с — кальциево-щелочная серия, т — толеитовая серия.

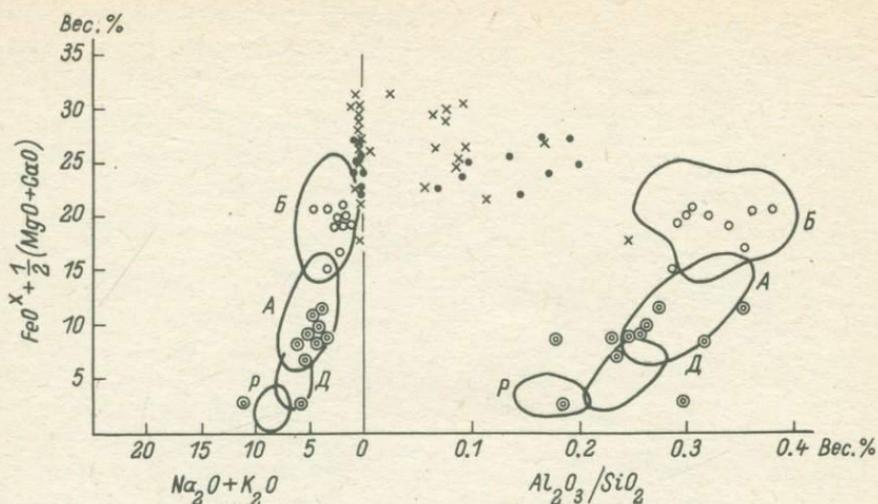


Рис. 4. Диаграмма  $FeO^* + \frac{1}{2}(MgO + CaO) - (Na_2O + K_2O)$  и  $Al_2O_3/SiO_2$  с полями базальтов (Б), андезитов (А), дацитов (Д) и риолитов (Р) (Church, 1975).

Условные обозначения те же, что на рис. 3.

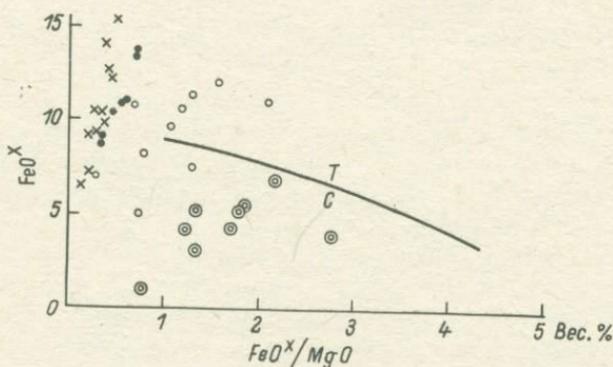


Рис. 5. Диаграмма  $FeO^* - FeO^*/MgO$  (Miyashiro, 1974).

Условные обозначения те же, что на рис. 3.

геосинклинальных и раннеорогенных этапов развития земной коры (рис. 8).

Геологический и радиологический возраст. В связи с неопределенностью возрастного положения олондинского комплекса чрезвычайно важным представляется определение фундамента, на котором он лежит. Полициклическое развитие окружающих комплекс мигматизированных пород и тектонические контакты затрудняют реше-

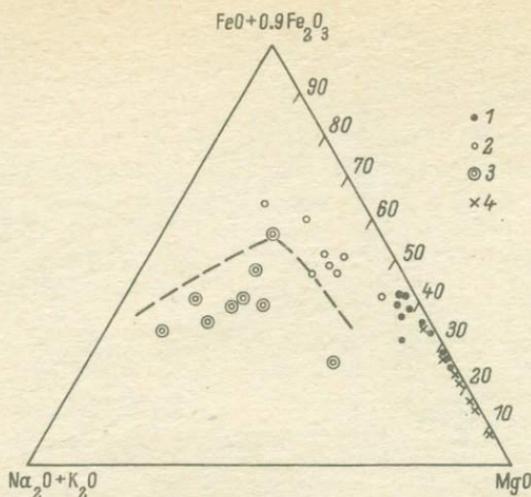


Рис. 6. Метавулканиты и ультрабазиты олондинского комплекса на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{FeO}^*-\text{MgO}$  (Irvine, Baragar, 1971) с полями толеитовой и кальциево-щелочной серий.

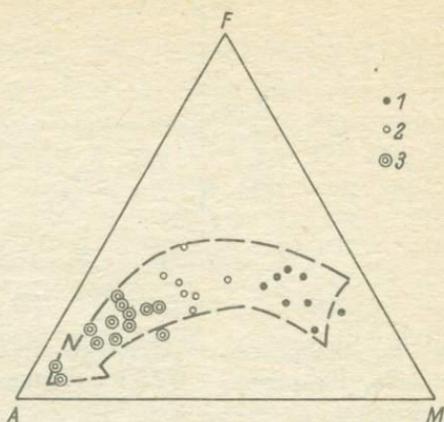
ние этого вопроса. Здесь можно высказать несколько предположений.

Обнаруженные в Итчилякско-Эвонокитском районе (восточнее Олондинской структуры) мелкозернистые биотитовые плаггиогнейсы („серые гнейсы“), которые сохранились в реликтах наиболее ранних структур олёкминского времени и, возможно, представляют собой реликты древнего фундамента Олёкминской зоны, могут оказаться также и фундаментом олондинского комплекса (см. ст. Бушмина и др. в наст. сб.). В этом случае олондинский комплекс древнее олёкминской серии, а мигматизация в краях структуры связана с метаморфизмом олёкминского времени. Другое предположение – фундаментом служат породы курультинской серии, более древней, чем олёкминская, и наконец третья возможность – олондинская серия развивалась на неоднократно мигматизированной олёкминской серии. Интересно отметить, что интрузивные гранодиориты, секущие олондинский комплекс (табл. 3, обр. 8), по составу весьма близки к составам биотитовых плаггиогнейсов, относимых к предполагаемому фундаменту (см. ст. Бушмина и др.) и могут трактоваться как ремобилизованные гранитоиды. Однако сходный состав должны иметь и ранние гранитоиды и мигматиты олёкминского времени.

Как было показано, возрастное положение олондинского комплекса остается неопределенным. Полициклическое развитие окружающих комплекс мигматизированных пород и тектонические контакты затрудняют решение этого вопроса. U-Pb определения возраста минералов и пород олондинского комплекса полностью отсутствуют.

Рис. 7. Диаграмма AMF ( $Al_2O_3$ - $-FeO^*$ - $MgO$ ) для метавулкани-  
тов олондинского комплекса.

1 - коматиты, 2 - основные  
метавулканыты, 3 - средние и  
кислые метавулканыты.



Для предварительного гео-  
хронологического опробования  
указанных пород U-Pb мето-  
дом по циркону были отобраны  
пробы из метаэффузивов ниж-  
ней и средней частей разреза,

а также из плагиигранитов, секущих породы олондинского комплек-  
са. Из всех проб был выделен циркон (единицы миллиграммов), и  
после минералогического исследования были проведены изотопные  
масс-спектрометрические анализы свинца из микронавесок циркона  
методом термоионной эмиссии (Чухонин, 1978) с последующим  
расчетом значений возраста по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$ .

Примененная методика изотопного анализа и датирования позво-  
ляет получать ограниченное по сравнению с данными традиционного  
U-Th-Pb метода количество информации: лишь Pb-Pb изотопное  
отношение и соответствующее ему значение возраста. Интерпрета-  
ция такого единичного результата с большой степенью достоверно-  
сти затруднительна, особенно при исследовании объектов со слож-  
ной историей развития (Чухонин, 1978). Критерием надежности  
полученного возраста может служить совпадение результатов для  
цирконов разных проб или для разных фракций (генераций) цирко-  
нов одной пробы, имеющих различную концентрацию урана. Выска-  
занное утверждение основывается на следующем: если значения  
возраста, вычисленные по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$ ,  
совпадают для нескольких проб когенетичных цирконов, то изохрона  
Везерилла, построенная для этих цирконов при исследовании их тра-  
диционным U-Pb методом, прошла бы вблизи начала координат. А  
этот случай интерпретируется как эпизодическая потеря цирконами  
части радиогенного свинца в ходе современного процесса, что со-  
вершенно не сказывается на изотопном отношении  $^{207}Pb/^{206}Pb$   
(если, конечно, в ходе этого процесса не происходит фракциониро-  
вание изотопов свинца). Разбег экспериментальных точек по изо-  
хроне Везерилла определяется степенью потери свинца цирконами  
разных проб (генераций), которую большинство исследователей свя-  
зывают со степенью нарушенности (метамиктности) кристалличес-  
кой структуры цирконов, в свою очередь в значительной степени  
зависящей от концентрации U. Таким образом, получение одинако-  
вого возрастного результата по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$   
для двух (или более) проб цирконов, значительно различающихся  
по концентрации U, а следовательно и в разной степени предрас-

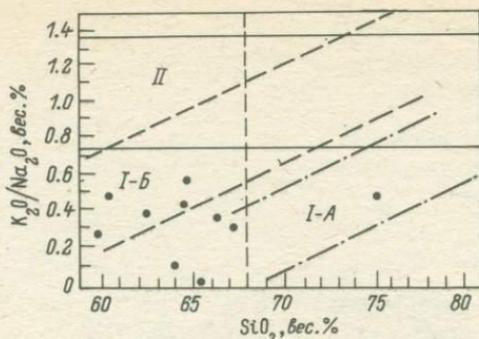


Рис. 8. Диаграмма  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  для кислых вулканитов (Ма-ракушев, Яковлева, 1975) с точками метавулканитов олондинского комплекса.

положенных к потере радиогенного свинца, свидетельствует о надежности полученного результата.

Если породы исследуемого объекта были затронуты промежуточным наложенным процессом, который привел к искажению уран-свинцовых соотношений в цирконах, то построенная для них изохрона Везерилда прошла бы выше начала координат, и в этом случае значения возраста по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  следует относить к категории „кажущихся“ (по определению Ю.Д. Пушкарёва). Степень отклонения (омоложения) таких „кажущихся“ значений от истинного возраста цирконов пропорциональна величине потерь радиогенного свинца (а именно этот процесс в большинстве случаев является ответственным за искажение уран-свинцовых соотношений в цирконах), и для цирконов с нарушенной (метамиктной) структурой эти отклонения, как правило, больше, чем для цирконов с хорошо сохранившейся структурой. Таким образом, при изотопном анализе методом ТИЭ серии когенетичных цирконов наилучшее приближение к истинному возрасту можно получить для разновидности, в большей степени сохранившей кристалличность своей структуры. Однако и этот результат может быть проинтерпретирован лишь как верхний (минимальный по абсолютному значению) возрастной предел исследованных пород. Результаты анализов, а также вычисленные по ним значения возраста приведены в табл. 4.

Обр. 022. Рассланцованный метаэффузив среднего состава:  $Am_{c-3}Vt_8PbErQu$ . Зерна циркона мелкие, однородные, хорошо ограниченные с четко выраженными вершинами и ребрами. Цвет светло-розовый, зерна прозрачные. Содержат небольшое количество микровключений. Преобладают зерна гиаинтового габитусного типа, но много неопределенных умеренно-призматических зерен копьевидного облика, вершины которых образованы гранями острых пирамид. Уплющенные зерна встречаются редко; двойников, сростков, агрегатов не обнаружено.  $K_{yg} = 2.5-3$ , реже больше. Облик кристаллов характерен для магматических пород.

Т а б л и ц а 4

Результаты анализа свинца цирконов из пород олондинской серии

Номер образца	Изотопные отношения свинца		Кажущийся возраст, млн. лет
	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
022	0.11	$0.2114 \pm 0.0050$	$2920 \pm 40$
535/5	0.135	$0.196 \pm 0.005$	$2790 \pm 50$
8*	0.14	$0.1854 \pm 0.0010$	$2700 \pm 20$
148	0.03	$0.148 \pm 0.006$	$2320 \pm 80$

\* Впервые на архейский возраст олондинской серии указала В.Я. Хильтова (1980). При расчете в таблице использованы константы распада:  $\lambda_{238} = 1.5513 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . Погрешности измерения изотопного отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  — среднеквадратичные среднего арифметического из серии измерений для  $p = 0.95$ .

Обр. 535/5. Рассланцованный средний по составу метаэффузив: светлая порода с большим количеством порфиroidных вкрапленников Pl и миндалинами, заполненными Qu. В основной ткани — мелкий Pl, Qu и чуть зеленоватый почти бесцветный моноклинный Am (возможно, Trem-Act ряда).

Зерна циркона умеренно-удлиненные ( $K_{уд} = 2.5-3$ ), призматические, много острых пирамид, но в основном гиаинтового габитусно-го типа. Цвет светло-розовый, прозрачный, есть микровключения. Зерна характерны для магматических пород.

Обр. 148. Мелкозернистый гранито-гнейс из вмещающей Олондо толщи:  $\text{Vt}_{3-5\text{ур}}$  (частично мусковитизирован), Mu, Pl, Mi, Qu. Хорошая гнейсовидная текстура.

Облик зерен циркона характерен для магматических пород, но часто вершины и ребра сглажены. Преобладает гиаинтовый габитусный тип. Цвет розовато-, светло-коричневый, прозрачный, но чаще полупрозрачный и непрозрачный с сахаровидными метамиктными участками.  $K_{уд} = 3-4$ , реже больше или меньше.

Обр. 8. Плаггиогранит (правобережье р. Олондо):  $\text{Vt}_{3-5\text{ур}}$ , Pl, Ep, Qu. Порода рассланцована.

Облик большей части зерен циркона характерен для магматических пород: коротко-призматические ( $K_{уд} = 2-3$ ), хорошо ограниченные, блеск алмазный. Цвет коричневый и светло-коричневый, до бесцветных, прозрачны. Зональности и ядер не обнаружено. Небольшое количество зерен изометричного и длиннопризматического ( $K_{уд} = 4-6$ ) облика. Цвет этих разновидностей гуще, а размеры больше.

Для двух проб цирконов из метаэффузивов получены близкие значения „кажущегося“ возраста (табл. 4): 2790 и 2920 млн. лет.

По циркону из плагиигранитов, секущих метаэффузивы олондинской серии, получено меньшее, но весьма характерное для геологического развития Земли значение  $2700 \pm 20$  млн. лет. Учитывая последнее обстоятельство, а также высокую степень сохранности зерен циркона плагиигранитов, можно предполагать, что полученное для них значение (2700 млн. лет) отражает время внедрения гранитоидов в породы олондинской структуры, т.е. не является искаженным. В таком случае возраст вулканитов олондинской серии древнее этого значения, что и подтверждается полученными результатами. Однако необходимо учитывать и возможность неоднократных искажений U-Pb системы исследованных цирконов, которые могли бы привести к получению "омоложенных" значений даже по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . В этом случае значение 2900 млн. лет должно быть проинтерпретировано как верхний возрастной предел исследованных пород; для уточнения времени становления этих пород необходимы более детальные исследования, и в первую очередь U-Pb изохронным методом по цирконам из пород среднего и основного состава, отобранных в центральных частях разреза в местах с наименьшим проявлением метаморфического воздействия и с лучшей сохранностью первичной эффузивной структуры.

Для циркона пр. 148 получено в наибольшей степени "омоложенное" значение -  $2320 \pm 80$  млн. лет, вероятно, не отражающее реального геологического процесса с таким возрастом, а являющееся следствием искажения U-Pb системы цирконов олёкминских гранито-гнейсов при их гранитизации. В пользу такой интерпретации свидетельствуют и морфологические характеристики циркона, сглаженность, скругление вершин и ребер кристаллов, замутненность отдельных участков, изъеденность (корродирование) и трещиноватость поверхности.

Обобщая все приведенные данные, следует подчеркнуть, что, несмотря на длительную многоэтапную эволюцию исследованных пород, для аксессуарных цирконов при изотопном анализе свинца методом ТИЭ получены результаты, безусловно свидетельствующие об архейском (древнее 2900 млн. лет) возрасте эффузивных пород олондинского комплекса.

## В ы в о ы

Приведенные особенности строения, состава и развития олондинского комплекса заставляют отделять его от других описанных в Олёкминской зоне троговых комплексов и сравнивать его с зеленокаменными поясами. Есть основание считать, что заложение и формирование олондинского комплекса происходило в раннем докембрии, в архее, несколько раньше, чем остальных "шовных синклиналей" или трогов. Завершение структурно-метаморфического развития, возможно, связано с нижнепротерозойским, удоканским периодом развития Олёкминской зоны. Характер развития раннего (архейского) метаморфизма олондинского комплекса и сопровождающего

его метасоматоза свидетельствуют о существовании в архее, в данной структуре земной коры теплового потока повышенной плотности, что является одной из характерных черт зеленокаменных поясов.

## Л и т е р а т у р а

А х м е т о в Р.Н., К у д р я в ц е в В.А. Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита. - Бюл. МОИП, Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 104-120.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Б у ш м и н С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л., 1983.

Г л у х о в с к и й М.З. Основные этапы тектонического развития северных предгорий хребта Удокан в раннем докембрии. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968, вып. 3.

М а р а к у ш е в А.А., Я к о в л е в а Е.Б. Генезис кислых лав. - Вестн. МГУ, 1975, № 1, с. 3-24.

Н е е л о в А.Н., М и л ь к е в и ч Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. - Л. 1979. - 312 с.

Ф е д о р о в с к и й В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). - Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 236. 130 с.

Х и л ь т о в а В.Я. Геохронология раннего докембрия. - В кн.: Геохронологическая шкала и принципы ее построения. (Тр. ВИНТИ, Итоги науки и техники, Сер. геол., т. II, с. 28-57).

Ч у х о н и н А.П. Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах. - Геохимия, 1978, № 4.

A n h a e u s s e r G.R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. - Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, v. 273, N 1235, p. 359-388.

B r o o k s C., H a r t S. An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archaean metavolcanic belt. - Can. J. Earth Sci., 1972, v. 9, N10, p. 1250-1253.

C h u r c h B.N. Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 2, p. 257-263.

G l i k s o n J.Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed archaean ophiolites, Kalgoorlie-Colgardi, Western Australia. Comm. Austral. Bur. miner. Resources, Geol. Geophys. - Bull., 1979, N125, p. 125-189.

I r v i n e T.N., B a r a g a r W.R.A. A Guide to the Common Volcanic Rocks. - Can J. Earth Sci., 1971, v. 8, N 5, p. 523-547.

M i y a s h i r o A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - Amer J. Sci., 1974, v. 274, p. 321-355.

ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ И МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ  
СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИЛ.П. Карсаков

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИАМУРЬЯ

Байкало-Амурская магистраль пересекает все главные структурные элементы Приамурья: Становую, Монголо-Охотскую, Сихотэ-Алинскую складчатые системы и Буреинский срединный массив. В этих различно эродированных структурах обнажаются метаморфические комплексы разного уровня глубинности и широкого возрастного диапазона - от архейских до мезозойских. Изучены они неравномерно. В настоящей статье сделана попытка кратко охарактеризовать метаморфические комплексы Приамурья на основе материалов личных исследований, а также обобщения данных других исследователей в процессе составления макета карты метаморфизма. Принципы и легенда, положенные в основу карты метаморфизма, изложены в Объяснительной записке к Карте метаморфических поясов СССР масштаба 1:5 000 000 (1975).

Становая складчатая система. Становая складчатая система (область, пояс, зона), ограниченная с севера и юга соответственно системами Станового и Монголо-Охотского разломов, прослеживается в субширотном направлении от Забайкалья на западе и до хр. Джугджур на востоке. Она рассматривается обычно как южный фрагмент древнего складчатого обрамления Алданского массива. На западе и востоке она сочленяется с обрамляющими тот же массив Олёкминской и Батомгской складчатыми системами (рис. 1).

В Становой складчатой системе широко распространены раннедокембрийские метаморфические образования, которые на востоке системы на небольших площадях перекрыты красноцветными терригенно-карбонатными, карбонатными и другими толщами (включая толщи с глауконитом, трапсы) верхнепротерозойского и раннепалеозойского возраста (Карсаков, Васькин, 1975; Кириллова, Турбин, 1979). С мезозойской активизацией региона связано образование наложенного структурного комплекса, представленного терригенно-вулканогенными толщами, крупными телами гранитоидов. Широко проявлены разрывные нарушения, обусловившие общее складчато-глыбовое строение Становой системы.

Складчатый фундамент Становой складчатой системы образован следующими структурно-вещественными комплексами: нижнеархей-

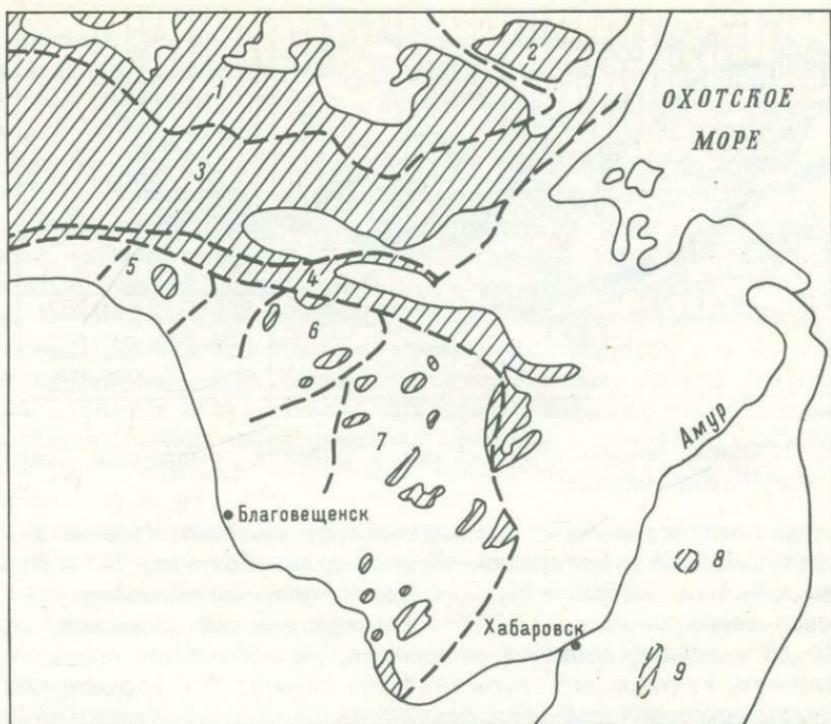


Рис. 1. Схема распространения метаморфических комплексов в Приамурье.

1 - Алданский массив; 2 - Батомгская зона; 3 - Становая складчатая система; 4 - Джагдинская (тукурингрская) зона; 5-7 - Буреинский массив (5 - Гонжинский, 6 - Мамынский, 7 - Хингано-Буреинский выступы); 8 - Аноуйский купол; 9 - Хорский горст. Заштрихованы выходы метаморфических пород, прерывистая линия - границы тектонических структур.

ским, называемым зверевским (курультино-гонамский) на западе системы и чогарским на востоке; верхнеархейским становым, верхнеархейско-нижнепротерозойским гиллойским и, по-видимому, нижнепротерозойским желтулакским (Карсаков, 1980).

Нижнеархейский (зверевско-чогарский) комплекс включает кристаллические толщи основного состава, реже высокоглиноземистых пород, кварцитов и кальцифиров, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, основные и ультраосновные породы, анортозиты, чарнокиты, эндербиты и граниты. Образования этого комплекса впервые выделены на крыже хр. Зверева и в верховьях р. Иенгры под разными наименованиями и в разном объеме (Другова, Неелов, 1960; Кац, 1962; Судовиков и др., 1965, и др.) в качестве аналога алданского комплекса, сформировавшегося в другой структур-

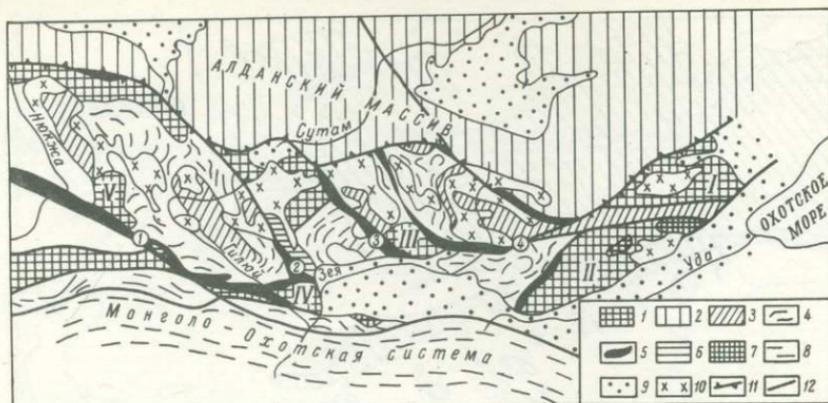


Рис. 2. Схема распространения докембрийских комплексов Становой складчатой системы,

I – нижнеархейский (зверевско-чогарский) комплекс (блоки: I – Джугджурский, II – Чогарский, III – Сивакано-Токский, IV – Дамбукинский, V – Ларбинский); 2 – архейские комплексы Алданского массива (нерасчлененные), 3–4 – верхнеархейский (становой) комплекс (3 – зейская толща и ее аналоги, удско-майская серия, 4 – иликанская, купуринская, устьгилойская серии); 5 – верхнеархейско-нижнепротерозойский (гилуийский), нижнепротерозойский (желтулакский) комплексы (нерасчлененные); 6 – нижнепротерозойский (желтулакский) комплекс; 7 – верхнепротерозойские (?) образования; 8 – неогеновые образования Мангало-Охотской системы; 9 – мезокайнозойские отложения; 10 – мезозойские гранитоиды; 11 – Становой разлом; 12 – прочие разломы (цифры в кружках: 1 – Желтулакский, 2 – Унахинский, 3 – Сугдjarский, 4 – Таксакандинский).

но-формационной зоне. Последующими исследованиями подтверждена возможность сопоставления верхней части разреза зверевского комплекса с иенгрским (Структурная эволюция..., 1977; Кудрявцев, 1968; Реутов, 1981; Смирнов, 1976). В дальнейшем при среднемасштабном картировании образования нижнеархейского комплекса установлены во многих местах: в междуречье Верхняя Ларба-Уркими-Геткан (И.Г. Кислякова, Т.А. Милай и др.), в низовьях рр. Ток и Сивакан, в бассейне рр. Б. Дамбуки, Могот (Л.П. Карсаков), в бассейне р. Джаны (В.Н. Мошкин, В.В. Шиханов) и т.д.

Нижнеархейский комплекс слагает достаточно крупные блоки (выступы) основания Становой складчатой системы, как теперь установлено на всем ее протяжении. Здесь выделяются Джугджурский, Чогарский, Сивакано-Токский, Дамбукинский, Ларбинский и другие блоки (рис. 2).

Стратиграфия нижнеархейских образований изучена еще недостаточно, а частные разрезы из-за разобщенности выходов трудно кор-

релируются. Тем не менее намечается трехчленный разрез нижнеархейских образований, который выдерживается на огромных территориях складчатой системы. В обобщенном виде этот разрез представляется в следующем виде.

Нижняя часть разреза представлена роговообманково-двупироксеновыми, гранат-роговообманково-двупироксеновыми, местами ультраосновными кристаллическими сланцами. Реже и спорадически в этой части встречаются амфиболиты, кварциты, в том числе железистые, известковисто-силикатные породы. Средняя часть разреза характеризуется большим распространением глиноземистых гнейсов, кварцитов, гранатовых гранулитов, среди которых местами присутствуют двупироксеновые, эклогитоподобные сланцы (иногда в значительных количествах), кальцифиры. Верхняя часть разреза комплекса сложена пироксеновыми сланцами с биотитом, амфиболитами, реже гнейсами, кварцитами, гранатовыми гранулитами. Общая мощность толщ до 10 км.

Характерной особенностью нижнеархейского комплекса является насыщенность его разреза кристаллическими сланцами основного состава с низким содержанием калия, наличие высокомагнезиальных кристаллических сланцев. Кристаллические сланцы основного состава близки к толеитовым базальтам океанической формации (по В.А. Куголину).

С нижнеархейским комплексом тесно связаны тела метаморфизованных основных и ультраосновных пород (майско-джанинский комплекс), анортозитов, чарнокитов, эндербитов и гранитов. Анортозиты, ранее известные лишь в Джугджурском и Чогарском блоках, теперь выявлены и в других блоках: в Сивакано-Токском, Дамбукинском, Ларбинском и т.д. Кислые породы в нижнеархейском комплексе имеют ограниченное распространение.

Изотопный возраст нижнеархейского комплекса изучен недостаточно. Отдельные калий-аргоновые датировки достигают 3-4,5 млрд. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Карсаков, 1975). Для пород могочинской серии, аналога описываемого комплекса в Восточном Забайкалье, получены предварительные датировки возраста  $Rb-Rb$  методом 3600 млн. лет (Искандрова и др., 1979).

Нижнеархейский комплекс Становой складчатой системы относится, как и многие другие гранулитовые комплексы, к типичным полиметаморфическим образованиям, неоднократно претерпевшим процессы диафористических преобразований. Неизменные участки сохранились в виде реликтов. Наиболее детально первоначальные парагенезисы изучены в пределах Сивакано-Токского, Чогарского блоков (Карсаков, 1978). Ниже они дополнены по другим блокам.

Петрологическое изучение пород нижнеархейского комплекса в восточной части Становой складчатой системы показало, что они относятся к наиболее высокометаморфизованным образованиям Алдано-Станового геоблока, в частности, и к одним из наиболее высокометаморфизованных образований на земле. Метаморфизм их осуществлялся в глубинных условиях чогарской фации и при высо-

ких температурах сапфиринов-кварцевой субфации гиперстен-силлиманитовой фации (Карсаков и др., 1975; Карсаков, 1978).

В магнезиальных разностях кварцсодержащих сланцев и кварцитов установлены парагенезисы  $\text{Gr}_4 + \text{Сап} + \text{Рп}_{22} + \text{Сил} + \text{Пл} + \text{Кв} - \text{Би}_{13} + \text{Рут}$ ,  $\text{Сап}_{18} + \text{Рп}_{25} + \text{Сил} + \text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Би} + \text{Рут}$ , в которых сапфирин находился в равновесных ассоциациях с кварцем без признаков замещения. Содержание глинозема в ромбических пироксенах таких парагенезисов достигает 12 мас. %, общая железистость граната в кварцсодержащих парагенезисах спускается до 37–40 ат.%. В бескварцевых породах широко распространены парагенезисы сапфирина с гранатом, с ортопироксеном, в которых железистость граната снижается до 32 ат.%, сапфирина до 15 ат.% (табл. 1). В основных породах широко распространены гранатсодержащие парагенезисы с двумя пироксенами, роговой обманкой. Все эти и другие парагенезисы и реакционные структуры детально охарактеризованы в монографии автора (Карсаков, 1978) и поэтому здесь опускаются. Подчеркнем только, что характерной особенностью высокоглиноземистых пород чогарского комплекса является присутствие кордиерита исключительно в реакционных образованиях на стыке минералов.

С учетом экспериментальных данных и составов минералов в изученных парагенезисах температура максимального метаморфизма чогарских гранулитов достигала 1050–1100°C, давление оценивается в 10–11 кбар. О флюидном режиме метаморфизма чогарского комплекса косвенно можно судить по особенностям состава редко встречающегося биотита и роговой обманки. Биотит характеризуется низкой железистостью (10–20 ат.%), высоким содержанием титана (до 3.9 мас.%), высокой степенью замещения гидроксила фтором ( $\text{H}_2\text{O} - 1.44$  мас.%,  $\text{F} - 2.96$  мас.%). Последние две особенности присущи и роговым обманкам. Представляется, что указанные особенности состава и незначительное распространение в породах чогарского комплекса водных минералов свидетельствуют о крайне низком парциальном давлении воды при метаморфизме. Непосредственное изучение первичных включений в кварце кварцита с сапфирином, бронзитом, силлиманитом показало, что они представлены жидкой углекислотой (Томиленко и др., 1977). Кроме того, газовым анализом установлено присутствие метана, незначительных количеств  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$  и других газов. Давление флюида по новым диаграммам состояния  $\text{CO}_2$  (Bottinga, Richet, 1981) при температуре 1000°C оценивается 11–12 кбар.

Парагенезисы гиперстен-силлиманитовой фации в последние годы детально рассмотрены в монографии С.П. Кориковского (1979), предложена количественная диаграмма для этой фации (рис. 83). На диаграмме чогарские гранулиты по давлению расположены между наиболее глубинными лабрадорскими гранулитами (в них установлены парагенезисы  $\text{Сап} + \text{Кв}$ ,  $\text{Рп} + \text{Сил} + \text{Кв}$ ,  $\text{Кор} + \text{Рп} + \text{Сил} + \text{Кв}$ ) и сутамскими. Это получилось потому, что  $T-P$  условия чогарского комплекса предположительно оценены на уровне неинвариантной точки ( $\text{Gr} + \text{Кор} + \text{Рп} + \text{Сил} + \text{Сап} + \text{Кв}$ ). Между тем условия метаморфизма

Таблица 1

Химические составы минералов из метаморфических пород Приамурья

№№ п.п.	Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F	Сумма
1. Становая складчатая система															
Нижнеархейский комплекс															
1	K-191-1	Bi	37,00	3,37	16,00	1,02	7,56	0,08	20,60	1,00	0,30	9,25	1,34	0,78	98,70
		Opх	52,12	0,29	4,45	0,10	14,27	0,18	26,04	1,50	0,12	0,40	-	-	99,47
		Срх	52,28	0,21	2,87	0,14	5,85	0,11	14,35	23,25	0,38	0,04	-	-	99,48
2	K-197a-67	Gr	42,50	0,12	19,84	1,88	21,97	0,95	5,54	6,98	-	-	-	-	99,78
		Opх	50,80	0,08	0,45	2,08	24,96	0,17	17,75	3,48	-	-	-	-	99,77
		Срх	51,22	0,82	2,73	2,20	9,48	0,09	11,27	21,40	0,45	0,05	0,36	-	100,07
3	27-74	Gr	39,74	0,42	21,26	4,28	21,82	0,40	9,97	1,61	0,21	0,05	-	-	99,80
4	A-2	Bi	38,10	5,70	14,71	1,26	9,99	0,08	15,94	0,77	0,30	9,35	2,20	1,96	99,47
		Gr	43,50	0,09	20,68	0,74	23,13	0,30	8,29	2,57	-	-	-	-	99,30
		Opх	50,26	0,48	4,84	1,72	22,22	0,09	19,16	0,90	0,11	0,15	-	-	99,93
5	366-72	Gr	39,40	0,13	20,81	2,15	23,83	1,10	4,91	6,91	0,16	0,16	-	-	99,56
		Срх	50,04	0,52	4,09	2,03	10,32	0,22	10,98	20,84	0,65	0,04	-	-	99,73
6	367a-72	Bi	37,98	4,36	16,67	0,73	11,64	0,03	15,28	0,53	0,28	9,42	2,28	0,80	99,67
		Gr	39,90	0,06	21,90	1,23	26,31	0,68	7,66	2,06	0,12	0,30	-	-	100,22
Верхнеархейский комплекс															
7	7368г	Gr	35,56	0,05	21,49	0,69	33,78	0,53	3,95	2,67	-	-	-	-	98,72
		Bi	35,49	3,80	17,45	1,85	16,20	11,20	0,44	0,54	8,39	4,15	-	-	99,51
8	5995a-68	Gr	38,40	0,18	19,53	0,40	18,88	6,11	2,73	13,50	0,14	0,20	-	-	100,07
		Bi	35,94	2,82	16,21	3,13	18,30	0,26	9,90	0,83	0,10	8,94	2,62	0,28	99,31
9	3460a	Gr	38,74	0,30	21,32	3,24	29,44	0,87	4,23	1,36	0,11	0,15	-	-	99,76
10	5491-67	Gr	41,20	0,05	20,25	0,58	30,41	0,46	3,61	2,70	-	-	-	-	99,26
11	4910д-67	Gr	40,60	0,20	20,06	0,70	29,99	0,78	3,77	2,77	0,21	0,33	0,62	-	99,67

71

Таблица 1 (продолжение)

№№ п.п.	Номер образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F	Сумма
Верхнеархейский комплекс															
12	3459e-67	Gr	40,34	0,06	19,90	2,68	30,55	0,72	3,59	2,00	-	-	-	-	99,84
13	4910б-67	Gr	41,64	0,08	19,50	6,98	20,80	0,44	4,64	5,63	-	-	-	-	99,71
14	314a-72	Gr	39,00	0,11	20,27	1,53	18,84	5,78	1,76	12,04	0,21	0,16	-	-	99,70
		Hrb	41,14	1,24	12,54	6,46	13,09	0,33	8,36	12,32	1,10	1,40	1,56	-	99,54
15	316в-72	Gr	39,02	0,07	21,16	1,58	23,66	0,92	2,59	10,72	0,14	0,13	-	-	99,79
		Hrb	42,28	1,25	14,56	2,77	13,56	0,11	9,76	11,46	1,46	1,00	1,26	-	99,47
16	331	Gr	38,06	0,17	20,42	2,07	29,80	1,30	1,96	6,27	0,12	0,10	-	-	100,27
17	198-a	Gr	39,50	0,09	20,62	0,90	26,34	1,80	2,75	7,20	0,18	0,17	-	-	99,55
		Hrb	40,04	1,62	14,33	5,14	14,89	0,15	7,46	11,43	1,42	1,42	1,60	-	99,50
18	198-б	Bi	37,10	3,06	17,50	1,71	14,38	0,07	12,53	0,66	0,30	9,18	3,04	0,08	99,58
		Gr	39,62	0,04	21,49	2,34	26,43	1,10	6,04	2,77	0,13	0,16	-	-	100,12
Верхнеархейско-нижнепротерозойский, нижнепротерозойский комплексы															
19	629в-73	Bi	36,76	2,60	19,65	1,37	16,69	0,22	10,73	0,25	0,35	7,63	5,08	0,30	99,80
		Gr	40,30	0,09	19,23	4,33	25,89	2,55	2,05	5,00	0,27	0,08	-	-	99,79
		Stv	35,40	0,77	45,75	12,11	2,94	0,25	2,11	0,64	0,22	0,08	-	-	100,27
20	139ж-72	Bi	31,71	2,88	17,52	4,61	26,15	0,23	3,80	1,19	0,18	5,47	5,70	0,17	99,54
		Gr	38,90	0,12	19,68	0,86	26,59	5,10	0,70	7,18	0,08	0,19	0,20	-	99,60
21	95г-71	Bi	37,10	1,80	18,54	1,96	15,42	0,06	12,09	0,66	0,60	8,00	3,40	0,28	99,79
		Gr	38,70	0,09	21,26	1,04	29,60	0,80	4,16	3,61	0,12	0,16	-	-	99,54
22	6248a-68	Bi	35,65	1,54	20,23	1,56	15,13	0,08	11,97	0,34	0,60	8,70	3,65	0,16	99,57
		Gr	40,72	0,09	20,04	0,76	29,68	1,44	4,21	3,16	-	-	-	-	100,00
2. Буреинский массив															
23	81-76	Bi	37,40	2,67	30,70	6,17	7,70	0,10	7,22	0,14	0,40	5,10	-	-	97,60
		Gr	40,90	0,14	21,22	0,82	30,22	0,94	4,45	1,22	-	-	-	-	99,91
24	571a	Bi	36,76	2,60	19,65	1,37	16,78	0,05	10,38	0,17	0,42	6,71	5,08	0,23	99,74

72

25	918	Gr	42.20	0,07	20,02	2.72	22.60	1.52	6,54	4,36	0,32	0,08	4.35	0,07	100,43	
		Bi	35,70	1,90	20,09	4.28	14,02	0,18	11,47	0,54	1,13	6,05				99,92
		Gr	42,80	0,65	19,99	1.48	25,59	1,78	3,38	3,88	-	-				99,55

### 3. Сихотэ-Алинская складчатая система

26	20-78*	Bi	33,82	2,63	18,60	0,74	19,38 <sup>x</sup>	0,17	7,48	0,06	0,25	8,12	-	-	91,26
27	15-78*	Stb	27,25	0,45	58,58	0,01	13,53 <sup>x</sup>	0,27	1,05	-	0,45	-	-	-	101,59
28	31-78*	Gr	37,54	0,12	20,77	0,04 <sup>x</sup>	30,43	4,58	4,28	4,51	0,04	0,02	-	-	99,33
		Bi	34,75	3,59	17,85	0,32	18,53 <sup>x</sup>	0,29	8,06	0,08	0,28	8,68	-	-	92,43
29	16-77*	Bi	34,04	3,39	18,70	0,07	19,61	0,17	8,82	-	0,16	9,14	-	-	94,10
		Stb	35,92	1,19	34,57	0,44	6,18	0,03	6,17	0,95	0,11	-	-	-	85,56
30	18-17*	Hrb	24,82	0,63	54,55	0,01	14,64	0,21	1,20	-	0,61	0,02	-	-	96,69

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, выполненные на микрозонде JXA-500A (В.Д. Махотко). 1-4 - Джугджурский блок (1 - биотит-двупироксеновый сланец, р. Ульчуный; 2 - гранат-роговообманково-двупироксеновый сланец, р. Ульчуный; 3 - гранатовый гранулит, р. Джангин; 4 - биотит-гиперстен-гранатовый гнейс, р. Ульчуный); 5-6 - Дамбукинский блок (5 - гранат-роговообманково-двупироксеновый сланец, р. Б. Могот; 6 - биотит-силлиманит-гранатовый гнейс, р. Б. Могот); 7-15 - купуринская серия (7 - биотит-гранат-дистен-гранат-биотитовый гнейс, хр. Джугджур; 8 - биотит-эпидот-гранатовый сланец, хр. Джугджур; 9 - биотит-силлиманит-гранатовый гнейс, р. Некриг; 10 - гранат-силлиманит-дистеновый сланец, хр. Джугджур; 11 - гранат-биотит-силлиманитовый сланец, хр. Джугджур; 12 - биотит-гранатовый сланец, р. Некриг; 13 - биотит-гранат-силлиманитовый сланец с графитом, хр. Джугджур; 14 - гранат-биотит-роговообманковый гнейс, р. Ток; 15 - гранатовый амфиболит, р. Ток); 16 - гранатовый амфиболит, р. Мульмуга; 17-18 - усть-гиллойская серия (17 - гранат-биотит-роговообманковый сланец, р. Зея выше устья р. Гилюя; 18 - гранат-биотитовый плагиогнейс, там же; 19 - ставролит-гранатовый филлит, р. Степанак; 20 - гранат-биотит-мусковитовый сланец с графитом, р. 1-й Сугджар; 21 - дистен-гранат-ставролитовый сланец, р. Сугджар; 22 - биотит-ставролит-дистеновые сланцы, р. Удыхын; 23 - тастакская серия - гранат-биотит-силлиманитовый гнейс с кордиеритом, р. Бурей (устье р. Тастак); 24-25 - Гонжинский выступ (24 - гранат-биотитовый плагиогнейс, р. Уркан; 25 - гранат-биотитовый плагиогнейс (из колл. А.С. Вольского), р. Уркан; 26-27 - Анюйский купол (26 - биотит-силлиманит-мусковитовый гнейс, р. Анюй; 27 - биотит-ставролит-андалузитовый сланец, р. Гобилли); 28 - ксенолит биотит-гранатового плагиогнейса в Аугусинском массиве, р. Анюй; 29-30 - Хорский горст (29 - биотит-ставролит-силлиманитовый сланец, руч. Буге, левый приток р. Хор; 30 - амфиболит, руч. Буге).

чогарского комплекса можно оценить более определенно. Если навести уровень чогарского метаморфизма на диаграмму С.П. Кориковского, используя парагенезис  $Gr_{42} + Rn_{21} + Sil + Kв$  (с учетом образования сапфирина при распаде глиноземистого Rn при регрессивных изменениях) и с учетом присутствия в породах чогарского комплекса парагенезиса  $Сап_{18} + Rn_{25} + Sil + Kв$  и реликтовой ассоциации  $Gr_{41} + Сап + Rn + Sil + Kв$ , то давление метаморфизма будет таким же, как и при образовании лабрадорских гранулитов, т.е. глубинность лабрадорских и чогарских гранулитов будет примерно одинаковой, как это мы предполагали ранее (Корсаков и др., 1975).

Верхнеархейский становой комплекс объединяет супракрустальные образования разнообразного состава, прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также различные интрузивные и ультраметаморфические породы. По характеру разреза, особенностям магматизма и метаморфизма этот комплекс резко отличается от нижнеархейских образований.

Вопросы стратиграфического положения, природы и возраста пород станового комплекса являются предметом многолетней дискуссии. Д.С. Коржинский (1939), впервые выделивший древнестановой, или саяно-становой, комплекс, рассматривал его как алданский архей, диафторированный под влиянием древнестановых гранитов. Эта точка зрения отражена в работах С.П. Кориковского, М.З. Глуховского, В.С. Федоровского, А.М. Лейтеса и др.

Ю.К. Дзевановским (1958) и В.А. Мошкиным (1958) высказана точка зрения о самостоятельности станового комплекса, занимающего более высокое стратиграфическое положение, чем алданский архей. Большинство исследователей придерживаются второго представления.

Комплексное геолого-петрологическое изучение метаморфических пород Станового хребта вскоре выявило, что они являются полиметаморфическими разновозрастными образованиями, включающими по крайней мере три комплекса прогрессивно метаморфизованных пород: алданский гранулитовый, становой амфиболитовый и тукурингский эпидот-амфиболитовый и зеленосланцевый (Другова, Неелов, 1960; Судовиков и др., 1965). Этот вывод получил широкое признание среди исследователей региона.

Становой комплекс слагает достаточно крупные блоки, рассматриваемые обычно как структурно-формационные зоны, в пределах которых супракрустальные толщи объединяются в серии: купуринскую, удскомайскую, устьгиллюйскую, иликанскую и тунгирскую.

Поскольку для подсветной корреляции серий надежных данных не было установлено, большинство исследователей считали серии примерно одновозрастными. Хотя Ю.П. Рассказов предполагал более молодой, чем становой комплекс, возраст для устьгиллюйской серии (см. ниже), М.Н. Афанасов установил неоднородность разреза иликанской серии и предлагал исключить из состава этой серии верхнюю (талгинскую) свиту. Свита эта, как он предполагал, залегает со структурным несогласием на нижележащих толщах иликанской серии. Нами отмечалась неоднородность верхней части разреза ку-

пуринской серии и возможной ее принадлежности к образованиям талгинского стратиграфического уровня.

С учетом этих данных на основе структурного, петрологического и формационного анализов метаморфических комплексов Становой складчатой системы и сопредельных территорий метаморфические образования, включаемые в становой комплекс, подразделены автором на три части:

нижняя часть — толща (зейская) биотитовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов, биотит-, клинопироксен-роговообманковых, клинопироксеновых кристаллических сланцев, карбонатных и известково-силикатных пород (сюда кроме вновь выделенной зейской толщи в бассейне верховьев одноименной реки отнесена чильчинская свита и ее аналоги);

средняя часть — толщи вышеперечисленных серий с некоторыми изменениями (собственно становой комплекс);

верхняя часть — толщи зонально-метаморфизованных вулканогенно-терригенных образований — гилуйский комплекс (сюда отнесена талгинская толща и ее аналоги).

В этом разделе будут охарактеризованы зейская толща и серии станového комплекса по блокам. Гилуйский комплекс описан в следующем разделе.

Купуринский блок расположен к западу от Чогарского выступа нижнего архея и между Сивакано-Токским блоком и Адданским массивом. Крупным Таксакандинским разломом он разделен на две части. В Купуринском блоке наблюдается наиболее мощный и, по-видимому, наиболее полный разрез верхнеархейских отложений. На основе вышеотмеченных замечаний они разделены на две толщи. Нижняя зейская представлена характерными карбонатно-гнейсовыми ассоциациями, гранат-биотит-роговообманковыми гнейсами, сланцами, распространенным и преимущественно в северных частях Купуринского блока. Наиболее обширные выходы пород этой серии известны в верхнем течении рр. Купури, Джагармы, Сивакана и Тока. Сюда же с долей условности отнесена толща биотитовых гнейсов в верховьях рр. Мульмугакана, Мульмуги и небольшие выходы по р. Алгоме. Характерной особенностью зейской толщи является повышенная известковистость и глиноземистость. В ее составе широко распространены биотит-роговообманковые, клинопироксеновые гнейсы и сланцы, амфиболиты, карбонатные породы и сланцы, биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, нередко с редкоземельным цоизитом. Они обнажаются на сводах куполовидных и валоподобных антиклинальных структур. Толща смята в изоклинальные складки. Ранее эти образования включались в купуринскую серию, поскольку в них не встречаются диорито-гнейсы, весьма характерные для следующей купуринской серии, имеются отличия и в составе гранитоидов.

Зейская толща метаморфизована в условиях амфиболитовой фации, наиболее высокотемпературной ее части, о чем свидетельствует присутствие биотит-гранат-сидиманитовых гнейсов. Температуру метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермо-

Т а б л и ц а 2

Параметры состава и температура равновесий минералов метаморфических пород Приамурья

Номер образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bt}$	$X_{Mg}^{Amf}$	T, °C	
				Bt-Gr	Amf-Gr
1. Становая складчатая система					
Верхнеархейский (становой) комплекс					
Зейская толща и удско-майская серия					
K-406ж*	0,170	0,532	0,522	595	570
1430*	0,100	0,377		600	
1653*	0,190	0,472		640	
1113*	0,135		0,458		580
02*	0,189		0,503		620
52-Б**	0,11	0,31		640	
55-6***	0,22	0,52		630	
2132-д***	0,34	0,61		630	
2157-а***	0,21	0,50		640	
2155-а***	0,24	0,55		640	
K-11-126**	0,15	0,43		620	
K-11-121**	0,18	0,43		640	
Купуринская серия					
5995а-68	0,161	0,452		630	
7368г-68	0,168	0,528		590	
314а-72	0,151		0,518		600
317в-72	0,111		0,436		590
Иликанская серия					
Б-51**	0,287	0,567		675	
Г-28**	0,170	0,466		625	
Г-32**	0,176	0,426		650	
3262***	0,175	0,367		675	
2001е***	0,121	0,363		640	
Устьгилойская серия					
198а-71	0,145		0,403		630
198б-71	0,266	0,583		650	
7691***	0,145	0,448		610	
7689***	0,178	0,509		610	
1266***	0,242	0,503		690	

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Номер образца	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Mg}^{Amf}$	Т, °С	
				Bi-Gr	Amf-Gr
Верхнеархейско-нижнепротерозойский, нижнепротерозойский комплексы					
629в-73	0.102	0.512		500	
139ж-71	0.040	0.180		480	
6248а-68	0.191	0.562		600	
95г-71	0.191	0.555		580	
2. Буреинский массив					
81-76	0.199	0.490		650	
918	0.174	0.530		600	
571а-73	0.304	0.517		720	
7237ж***	0.150	0.436		630	
3. Сихотэ-Алинская складчатая система					
31-78	0.178	0.433		640	

\* По Г.В. Руденко (1973).

\*\* По М.А. Мишкину и О.В. Авченко (1979).

\*\*\* По Н.Г. Судовикову и др. (1965).

Здесь  $Bi$  - биотит,  $Gr$  - гранат,  $X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$ ,  $Crx$  - клинопироксен,  $Orx$  - ортопироксен,  $Stu$  - ставролит,  $Hrb$  - роговая обманка.

метрам Л.Л. Перчука Г.В. Руденко (1973) определила равной 570-640 °С (табл. 2). Изучившая породы зейской толщи в междуречье Зеи-Купури, она отметила широкое проявление в них процессов кремне-натриевого (1-я стадия) и кремне-кальциевого (2-я стадия) метасоматоза, гроссуляр-альмандиновый состав гранатов во всех породах независимо от состава. С метасоматозом связано интенсивное замещение карбонатов силикатными минералами с образованием известково-силикатных пород (скарноидов) с гранатом со структурой "снежного кома", с клиноцоизитом или цоизитом, сине-зеленой роговой обманкой, а в гнейсах - мусковитизация.

Среди пород зейской толщи присутствуют редкие прослои роговообманково-двупироксеновых кристаллических сланцев с гиперстеном, бурой роговой обманкой. Они отмечены в верховьях р. Ток, Джиктанды, в междуречье Унин-Купури. Весьма вероятно, что в ряде мест уровень метаморфизма достигал условий нижних субфаций гранулитовой фации. Не исключена также вероятность принадлежности зейской толщи к самостоятельному комплексу, хотя отличие их от толщ южной части Купуринского блока неоднократно отмечалось

еще при геологосъемочных работах в 60-х годах. Отличие комплекса пород верховьев р. Купури от комплекса пород, распространенных южнее Таксакандинского разлома, выявила в последнее время И.В. Козырева. Она сопоставила их с лавлинской свитой удско-майской серии.

Верхний становой комплекс представлен купуринской серией. Образование этой серии распространены преимущественно в южной части Купуринского блока, южнее Таксакандинского разлома. Севернее этого разлома к купуринской серии относятся, по-видимому, толщи биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев в верховьях рр. Тока, Сивакана. Разрез купуринской серии характеризуется ритмичным чередованием толщ существенно биотит-роговообманковых, гнейсов и сланцев с толщами биотитовых, реже высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями амфиболитов, кварцитов и редких линз карбонатных пород. В нижней части разреза серии преобладают биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы. Серия подразделена на ряд свит (снизу): мукульминскую (биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы, амфиболиты), нерундинскую (биотит-роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями биотитовых, двуслюдяных, силлиманитсодержащих гнейсов, сланцев, железистых кварцитов), некригскую (биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, реже железистые кварциты), тыжакскую (биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманитсодержащие, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы, реже кварциты), гамиканскую (биотит-роговообманковые гнейсы, реже кристаллические сланцы, биотитовые гнейсы, амфиболиты), джагарминскую (амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, нередко с эпидотом) свиты. Стратиграфия верхов серии изучена недостаточно. Не исключено обнаружение дометаморфических перерывов в разрезе серии.

Характерной особенностью образований купуринской серии является повсеместная насыщенность их разреза однообразными и частыми телами диорито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов и преобладание в ее составе довольно однообразных гнейсов, кристаллических сланцев. Кроме того, в отличие от зейской толщи в купуринской серии очень редки прослои карбонатных пород, присутствуют высокоглиноземистые породы.

Породы купуринской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что определяется присутствием здесь гранат-дистен-биотитовых и гранат-биотит-фибrolитовых гнейсов. Иногда полиморфы  $Al_2SiO_5$  присутствуют в одном шлифе. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука 600-630° (табл. 2), давление около 6 кбар. Такие же *P-T* параметры указывает И.В. Козырева (1981).

У д с к о - М а й с к и й б л о к расположен на востоке Становой системы, в бассейне р. Май Половинной, и занимает промежуток между Джугджурским и Чогарским блоками нижнего архея. Его протяженность около 200 км при ширине 10-30 км. С севера блок ограничен Салга-Джанинским разломом, с юга - Удыхынским,

на востоке срезан мезозойским разломом северо-восточного простирания, а на западе примыкает к Купуринскому блоку.

Супракрустальные толщи по материалам среднемасштабного картирования объединены в удско-майскую серию (Карсаков и др., 1978) в составе из трех свит. Нижняя, сиваканская, свита мощностью 2000 м представлена переслаивающимися гранат-эпидот-биотитовыми, гранат-эпидот-биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, гранатовыми амфиболитами, средняя (куманская) — однообразными грубополосчатыми гранат-эпидот-биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами (мощностью 1700–1800 м), верхняя (лавлинская) — гранат-биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми гнейсами с эпидотом и мусковитом и без них, кальцифирами и известково-силикатными породами (мощностью 2100 м). Особенностью разреза удско-майской серии является наличие в средней части толщи монотонных гранат-эпидот-биотитовых гнейсов, которые как вниз, так и вверх сменяются толщами достаточно пестрого состава. В нижней и верхней свитах иногда встречаются дистеносодержащие гнейсы, а в средней — клинопироксенсодержащие разности гнейсов и прослои кальцифиров. Часто переслаивание пород различного состава, наличие продуктов преобразования дифференцированных осадков — карбонатных и глиноземистых пород, увеличение гранат-биотитовых гнейсов вверх по разрезу, общая повышенная известковистость пород указывают на осадочную природу пород Удско-Майского блока. Амфиболиты, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы могли быть вулканитами.

Удско-майская серия ранее сопоставлялась с низами купуринской серии. Исходя из вышеизложенного и учитывая особенности состава удско-майской серии, по-видимому, правильнее будет эту серию сопоставлять с отложениями бассейна р. Купури, как это предлагает И.В. Козырева (1981).

Петрология пород удско-майской серии детально изучена И.В. Козыревой (1975). На основе изучения полиминеральных парагенезисов она показала, что породы Удско-Майского блока метаморфизованы в условиях „верхней ступени амфиболитовой фации без признаков зональности“. По гранат-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука температура метаморфизма, по данным И.В. Козыревой, составляла 620–640 °С, давление (по гранат-клинопироксеновому геобарометру) 8 кбар. В пользу высокого давления при метаморфизме пород блока свидетельствуют, по ее мнению, минеральные парагенезисы гранат+мусковит+дистен+кварц, дистен+цоизит, цоизит+мусковит+кварц, кальцит+кварц, а также высокая кальциевость гранатов, высокая глиноземистость роговых обманок с существенным количеством алюминия в октаэдрической позиции, фенгитовый состав слюд и сочетание скаполита, эпидота с кислым плагиоклазом. Широкое распространение в породах Удско-Майского блока водосодержащих минералов указывает на высокое парциальное давление воды (4 кбар) при метаморфизме пород Удско-Майского блока.

М.А. Мишкин и О.В. Авченко (1979) литостатическое давление при метаморфизме пород удско-майской серии оценивают в 7,3 кбар, температуру метаморфизма в 620–640 °С, флюидное давление воды в 2,9–6,4 кбар, углекислоты в 2,2 кбар. Они отмечают, что параметры метаморфизма удско-майской серии аналогичны тем, которые получены для иликанской серии.

Иликанский блок ограничен с востока Унахинским, с юга Джелтулакским, с севера Становым разломами. В пределах его широко распространена иликанская серия. Объем ее со времени выделения серии существенно изменился.

К низам иликанской серии обычно относят характерную толщу монотонных гранат-биотитовых гнейсов с редкими прослоями биотит-роговообманковых клинопироксеновых гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов. Эта толща выделяется на разных участках как чильчинская или штыкжанская свита. Она обнажается в сводовых частях антиклинальных и купольных структур в междуречье Гидюя и Унахи, на правобережье р. Нюкжи, но внутреннее строение сложное. Характер контакта свиты с вышележащей толщей (джигдалинской) точно не установлен, но по-видимому, несогласный. В верхнем течении р. Гидюй эта толща сильно бластомилонитизирована в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации, в то время как в перекрывающих гнейсах и сланцах джигдалинской свиты бластомилонитизация не проявлена. Эта толща, вероятно, является аналогом зейской толщи Купуринского блока. Как и в зейской толще, в ней нет диорито-гнейсов. В отличие от нее нет карбонатных пород.

Основу иликанской серии составляет следующая толща биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов (иногда гранатосодержащих), биотитовых и двуслодяных гнейсов с гранатом, дистеном, кварцитами (слодистых, железистых). Глиноземистые породы появляются в верхней половине разреза. Эту мощную (5000–6000 м) толщу обычно выделяют в джигдалинскую (кудуликанскую) свиту и подразделяют на три части – подсвиты (Годзевич, 1976), нижняя из которых характеризуется гнейсово-кристаллосланцевым составом, а две верхние преимущественно гнейсовым составом. В средней подсвите, в отличие от верхней, присутствуют гнейсы с дистеном, гранатом и реже кварцитами. Отмечено ритмичное строение верхней подсвиты (Миرونюк и др., 1971). Свита в различных частях блока выделяется под различными названиями – джигдалинская, кудуликанская, моготская, лаприйская и хойкинская, крестяхская, мордженская и др.

Породы этой толщи мигматизированы, сложно складчаты; характерно присутствие среди них согласно залегающих тел диорито-гнейсов, правда, менее обильно, чем в купуринской и устьегильской сериях. Условия метаморфизма пород иликанской серии сравнительно подробно изучены благодаря исследованиям Г.М. Друговой, В.А. Глебовицкого (Судовиков и др., 1965), С.П. Кориковского (1967), в последнее время – М.А. Мишкина и О.В. Авченко (1979).

По данным М.А. Мишкина и О.В. Авченко (1979) температура метаморфизма составляла в 525–675 °С, давление 7 кбар, парциальное давление воды 5.4 кбар при высокой окисленности метаморфизирующего флюида. Эти исследователи подчеркивают прогрессивный характер метаморфизма пород иликанской серии. Следует заметить, что нижний предел температуры метаморфизма явно занижен за счет включения ряда ставролитсодержащих парагенезисов, которые, по новейшим данным, следует относить к более молодому метаморфическому комплексу. Если их исключить, то температура метаморфизма пород иликанской серии не снижалась ниже 600°, как правило, была, по-видимому, выше.

Усть-Гилу́йский блок вытянут в виде неширокой (15–40 км) полосы в близширотном направлении вдоль краевого разлома Монголо-Охотской системы от оз. Огорон на востоке и до устья левых притоков р. Шилки (рр. Кары и Черной) на западе. К востоку от оз. Огорон рассматриваемые метаморфические породы перекрыты мезокайнозойскими отложениями Верхнезейской впадины. Наиболее широко они распространены на хребтах Тукурингра, Соктахан.

Большинство исследователей глубокометаморфизованные породы устьгилу́йской серии хр. Тукурингра и ее аналогов (никитканская, урканская, амазарская серии) рассматривают в составе верхнеархейского станового комплекса (Судовиков и др., 1965; Шульдинер, 1969; Карсаков, 1978; Годзевич, 1976; Афанасов, 1968, и др.) и относят к образованиям одной из структурно-формационных зон Становой складчатой системы. По Ю.П. Рассказову и Е.В. Ялынычеву (1972) метаморфические породы устьгилу́йской серии хр. Тукурингра представляют самостоятельный комплекс более высокого стратиграфического уровня, чем становой комплекс. По их мнению, указанные образования слагают геосинклинальный трог, заложенный на консолидированных структурах Становой складчатой системы.

На современном эрозионном срезе выход устьгилу́йской серии в „Зейском прорыве“ представляет тектонический блок, ограниченный с севера и юга крупными разломами. Внутри этого блока кристаллизационная сланцеватость с некоторыми вариациями моноклинально падает на север. В палеотектоническом отношении рассматриваемый блок метаморфических пород представляет, по-видимому, фрагмент крыла крупной синклинойной структуры.

На севере Усть-Гилу́йский блок по Тукурингрскому глубинному разлому граничит с гранулитами одного из выступов фундамента Становой системы – Дамбукинским блоком нижнеархейского возраста (Карсаков, 1971, 1978; Годзевич, 1976).

Первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации гранулитовые толщи и чарнокиты Дамбукинского блока, как указывалось выше, местами интенсивно диафторированы в амфиболитовой фации. Ввиду этого ранее они были отнесены к образованиям иликанской серии верхнеархейского станового комплекса.

Широтные структуры устьгилу́йской серии почти под прямым углом секут субмеридиональные структуры Дамбукинского блока.

Аналогичное соотношение между структурами никиткинской серии и архея Могочинского антиклинория фиксируется также в Восточном Забайкалье (Шульдинер, 1969). При очевидной ошибочности включения гранулитов Дамбукинского блока в иликанскую серию отпала необходимость выделять устьгилойскую серию в самостоятельное подразделение выше станового комплекса (Карсаков, Саугченкова, 1978). Для метаморфических пород никиткинской (устьгилойской) серии получены изотопные датировки  $Rb-Rb$  методом в возрастном интервале 3400-3800 млн. лет (Искандерова и др., 1979).

Устьгилойская серия достаточно однородна по составу и сложена биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами. Незначительно развиты в ее составе кварциты, мраморы, биотитовые гнейсы. Чрезвычайно характерным элементом строения Усть-Гилюйского блока являются диорито-гнейсы, насыщающие толщи устьгилойской серии, как и в купуринской серии. Мощности и состав серии несколько варьируют по простиранию.

Мощный разрез (7 км) устьгилойской серии по р. Зее в низах сложен переслаивающимися биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, в меньшей мере биотитовыми, гранат-двуслюдными гнейсами и сланцами. Эту часть разреза обычно выделяют в арбинскую свиту. Средняя и верхняя части разреза серии по р. Зее представляют практически однородную толщу биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, гнейсов, реже амфиболитов с единичными прослоями гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов, насыщенную согласными телами диорито-гнейсов.

К западу от р. Зеи в разрезе устьгилойской серии встречаются биотитовые гнейсы, прослой мраморов, кварцитов, в том числе железистых. А.Н. Неелов и Р.И. Милькевич (1979) показали, что устьгилойская серия сложена в основном вулканитами толеитовой ветви; формационный ряд ее толщ отражает смену пикрит-толеитовой диабазовой формации, аргиллитовой с повышенной карбонатностью - аспидной формацией.

Толщи устьгилойской серии мигматизированы. Метаморфизм их происходил в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, о чем свидетельствует ассоциация биотит-гранат-фибrolит-калиевый полевошпат-плагноклаз-кварц. Температура метаморфизма по гранат-биотитовой паре достигала 610-650 °C (табл. 2). Местами метаморфизм был более интенсивный и достигал условий гранулитовой фации (Судовиков и др., 1965). Гиперстенсодержащие кристаллические сланцы, гранатсодержащие гиперстеновые сланцы и плагногнейсы отмечены на р. Среднем Урконе, где они образуют небольшой тектонический блок. Температура метаморфизма по гранат-биотитовой паре в этих местах достигала около 690 °C (табл. 2).

Верхнеархейско-нижнепротерозойский гилюйский комплекс имеет достаточно широкое распространение в шовных зонах дислокаций, которые формировались вдоль зон крупных разломов: Джелтулакского, Унахинского, Сугдjarского, Таксакандинского, Станового, Уды-

хинского. Особенно широко образования комплекса распространены в бассейне р. Гилуй, откуда получили свое название (Карсаков, 1980).

Породы описываемого комплекса традиционно включались в состав станového комплекса. М.Н. Афанасов (1978) был первым, который указал на возможное существование структурного несогласия между талгинской толщей и нижележащими толщами джигдалинской свиты иликанской серии с телами диорито-гнейсов.

Анализ регионального геолого-петрологического материала с учетом результатов исследований последних лет полностью подтверждает предположение М.Н. Афанасова и свидетельствует о принадлежности талгинской толщи и их аналогов к самостоятельному структурно-вещественному комплексу. На необходимости выделения такого (трогового) комплекса в пределах Становой области уже продолжительное время настаивает М.З. Глуховский. На схемах в качестве такого комплекса им изображались поля развития пород удско-майской, устьгилюйской серий (Глуховский и др., 1972, 1979). Однако аналогом трогового комплекса в Становой складчатой системе оказались другие образования.

В бассейнах рр. Большой, Средней и Малой Талги (стратотипическая местность) низы талгинской толщи, по данным М.Н. Афанасова, сложена пачкой переслаивания амфиболитов, кварцитов, тремолитовых сланцев, биотитовых гнейсов с прослоями двуслюдяных сланцев с дистеном, которая вверх по разрезу сменяется чередованием биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с кварцитами, амфиболитами. Мощность линз кварцитов местами достигает 300 м. Общая мощность талгинской толщи 1155 м.

Толщи гилуйского комплекса в зоне Желтулакского разлома (к западу от АЯМ) выполняют узкую (5-15 км) шовную структуру длиной 120 км, которые В.М. Кастрыкиной с соавторами (1979) расчленены на две мощные (по 2000 м) толщи: толщу биотит-амфиболовых, амфиболовых, реже биотитовых гнейсов с прослоями и линзами железистых кварцитов и толщу биотитовых тонкопослабчатых и массивных микрогнейсов с прослоями биотитовых гнейсов с гранатом, турмалином, актинолитовых сланцев, эпидотовых и гранатовых амфиболитов. В пределах поля развития второй толщи эти исследователи отметили конгломераты, считая их вслед за Д.Г. Руденко типичными тектонитами - будинаж-структурами. Эти конгломераты были изучены в 1980 г. автором совместно с В.И. Шульдинером и И.С. Шульдинер, И.В. Панченко и Н. Василевской в бассейне р. Одолго и в междуречье Одолго-Нюкжа. Конгломераты здесь совместно с гранат-двуслюдяными, слюдяными, гранат-дистен-ставролитовыми сланцами, метаэффузивами и биотитовыми мелкозернистыми гнейсами выполняют приразломную структуру северо-западного направления. Породы метаморфизованы и рассланцованы. Несмотря на это, конгломераты не потеряли свою индивидуальность. Гальки, достигающие до 10 см по длинной оси, представлены биотитовыми порфиroidными гранитами, аплитами, биотитовыми гнейсами, порфиroidами, кварцитами, жильным кварцем. Заполняющее веществ-

во превращено в мелкозернистый биотитовый гнейс. Несмотря на рассланцованность, псефитовая природа конгломератов видна четко. На терригенное происхождение конгломератов ранее указывал также Г.А. Кириллов (1965), который считал их базальными слоями для станового комплекса. Как видно из вышеизложенного, метаконгломераты являются членом разреза более молодого гиллойского комплекса.

К толщам гиллойского комплекса принадлежат чимчанская толща по р. Гилюю, некоторые толщи в Сугджарской зоне, покровская, марпачанская свиты (Карсаков и др., 1978). Они здесь представлены гранат-ставролитовыми сланцами с дистеном, кварцитами, гранат-биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами и сланцами. Они выполняют вытянутые шовные структуры, к которым приурочены тела основных и ультраосновных пород, гранитоиды.

С гиллойским этапом развития региона связано становление огромных массивов „позднестановых“ гранитов (Джелтулакского, Гетканского, Джалонского и т.д.) и образование гранито-гнейсовых куполов (Недашковский, 1980). Развитие процессов реоморфизма привело к образованиям крупных брахиформных структур, затушевало возможное структурное несогласие талгинской толщи с иликанской, снивидировало разный структурный план этих толщ.

Современный структурный план Становой складчатой системы в значительной мере предопределен складчатостью гиллойского этапа. Складчатость, метаморфизм и гранитообразование привели к образованию единого консолидированного гранитно-гнейсового фундамента Становой системы.

Породы гиллойского комплекса метаморфизованы зонально: от амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой. Температура метаморфизма гранат-ставролитовых парагенезисов с дистеном не превышает 525–600 °С (табл. 2). Давление при этих температурах составляло 4,5–5,5 кбар (по диаграмме С.П. Кориковского). В области реоморфизма гранитоидов температура, вероятно, была несколько выше.

Гиллойский комплекс мы сопоставляем с троговым (субганским) комплексом в Олёмминской складчатой системе, где их возраст определяется как позднеархейско-раннепротерозойский (Федоровский, 1972).

Нижнепротерозойский желтулакский комплекс выделяется с некоторой долей условности. Образования его распространены ограниченно. К нему могут быть отнесены, по нашему мнению, две верхние толщи нижнего протерозоя, выделяемые В.М. Кастрькиной с соавторами (1979) в Желтулакской зоне. Первая (нижняя) толща представлена кварцитами, кварцито-сланцами, анадалузит-ставролитовыми сланцами, мраморами, метаэффузивами. Мощность толщи не менее 500 м. Вторая толща сложена филлитами, металесчаниками, метаалевролитами, кварцито-сланцами, метаэффузивами. В составе толщи встречаются прослои метаконгломератов, седиментационных брекчий. Мощность толщи не менее 1200 м. К этому комплексу относятся выходы филлитовидных сланцев, металесчаников,

метаконгломератов, ставролитовых сланцев в районе пос. Золотой Горы, в бассейне р. Степанак, по руч. Танбис, в верховьях рр. Купури, Б. Чайдах и др. Характерной особенностью терригенных пород этого комплекса является высокая первичная осадочная дифференциация; в составе песчаников, гравелитов, даже конгломератов резко преобладает кварц.

Перечисленные выходы комплекса приурочены к зонам крупных разломов: Джултулакскому, Тукурингрскому, Сугджарскому, Становому, Унахинскому. По существу они сохранились в тех же зонах, что и наиболее крупные выходы гилдойского комплекса. С этим комплексом связано, по-видимому, становление расслоенных тел дифференцированных габброидов, габбро-сиенитов и некоторых тел гранитов, граносиенитов. Граниты в Джултулакской зоне прорывают верхнюю толщу нижнепротерозойского комплекса (Кастрыкина и др., 1979; Судовиков и др., 1965).

Нижнепротерозойские толщи метаморфизованы от зеленосланцевой фации до верхней субфации ставролитовой фации. Температура метаморфизма достигала 530–580 °С (табл. 2). В большинстве парагенезисов ставролит ассоциирует с андалузитом, но иногда вместо него присутствует дистен. Это позволяет говорить о том, что давление при метаморфизме желтулакского комплекса было близко к 3,5–4 кбар (по диаграмме С.П. Кориковского, 1979).

Следует отметить, что условия метаморфизма гилдойского и желтулакского комплексов достаточно близки, хотя при метаморфизме гилдойского комплекса давление было больше, ибо дистенсодержащие парагенезисы в нем часты, а андалузит не отмечен. Остается неясным вопрос о том, метаморфизм гилдойского и желтулакского комплексов был одновременным или осуществлялся со значительным перерывом.

Желтулакский комплекс в описанном объеме мы сопоставляем с удоканским комплексом, который резко несогласно перекрывает образования „треугольного комплекса” верхнего архея-нижнего протерозоя (Структурная эволюция..., 1977; Кудрявцев, 1968). Возраст желтулакской серии составляет 1810 млн. лет (Судовиков и др., 1965).

Буреинский срединный массив. В фундаменте Буреинского массива чрезвычайно широко распространены гранитоидные породы, среди которых метаморфические комплексы сохранились в виде разобленных фрагментарных участков. Выходы метаморфических пород в Буреинском массиве известны в восточной его части (Хингано-Буреинский выступ), в Мамыньском и Гонжинском выступах. Изучены они еще недостаточно. С известной долей условности в строении кристаллического фундамента массива намечается три структурных яруса.

Первый структурный ярус (предположительно нижнеархейский) образован диафторированными высокоглиноземистыми гнейсами, сланцами, гранатовыми гранулитами и кварцитами, апочарнокитовыми гранито-гнейсами и аляскитами. Выходы их установлены на севере Мамыньского выступа (Ляховкин, Лысен-

ко, 1979). Диафторированные крупнозернистые гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы, сходные с вышеописанными, нами обнаружены в бассейне р. Быссы. К диафторированным образованиям первого яруса, вероятно, относятся „биотит-хлоритовые и хлоритовые гнейсы“ в бассейне верхнего течения р. Ниман (Кулиш, 1978).

Первоначальный метаморфизм пород первого яруса достигает гранулитовой фации (Ляховкин, Лысенко, 1979). Пироповый минерал в гранате из кордиеритовых пород достигает 30-35% (устное сообщение Ю.С. Ляховкина).

К о в т о р о м у с т р у к т у р н о м у я р у с у (предположительно верхнеархейский) мы относим образования тастахской, гонжинской, отчасти амурской серий. Тастахская серия обнажается в Чегдомыньском поднятии на северо-востоке Буреинского массива (Геология СССР, 1966), где она расчленена на три свиты. Нижняя, амбардахская, свита сложена преимущественно кварцитами, саганарская - гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми кварцитами, лепиканская - графит-биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов и кальцифиров. Мощность 4000-4500 м. Кварциты амбардахской свиты требуют уточнения. По нашим наблюдениям, по р. Бурее к кварцитам отнесены здесь окварцованные, выщелоченные породы.

Породы тастахской серии испытали несколько этапов деформации, между которыми внедрились дайки диабазов. На первом этапе породы серии были интенсивно мигматизированы, на втором этапе они смяты в изоклинальные складки. Вдоль осевой поверхности изоклинальных складок и совпадающей с ней зон рассланцевания внедрились дайки диабазов, которые потом были метаморфизованы и превращены в мелкозернистые биотит-роговообманковые сланцы. Среди blastsомилонитизированных пород наблюдались маломощные согласные жилы лейкократовых гранитов. Температура метаморфизма пород тастахской серии по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука достигала 650 °С (табл. 2).

Гонжинская серия слагает сводовые части Гонжинского выступа, которая расчленена на три согласно залегающие свиты (Вольский и др., 1977). Нижняя, игакская, свита сложена биотитовыми гнейсами с маломощными прослоями биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев, карбонатных пород; смольнинская свита - переслаиванием роговообманковых, биотит-роговообманковых двуслюдяных, биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, мраморов, скарноидов; бекетская свита - роговообманковыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Мощность гонжинской серии около 4,5 км. Характер переслаивания пород, условия их залегания, особенности состава пород гонжинской серии свидетельствуют, очевидно, об их образовании при метаморфизме существенно карбонатно-терригенных пород (с прослоями вулканитов основного состава) в условиях амфиболитовой фации.

К образованиям гонжинской серии отнесены также выходы гранат-биотитовых плагиогнейсов в бассейне р. 1-я Крестовая (Судовиков и др., 1965), где они слагают здесь Путацкий блок фунда-

мента. Температура метаморфизма плаггиогнейсов по биотит-гранатовому геотермометру Л.Л. Перчука составляет 600–630 °С (табл. 2).

Амурская серия распространена в восточной части Буреинского массива. В ее составе обычно выделяют три свиты: туловчихинскую, дичунскую и урильскую (Геология СССР, 1966). Туловчихинская свита сложена преимущественно биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, в подчиненном количестве среди которых присутствуют гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы и сланцы, местами мраморы, кальцифиры. Мощность 2 км. Дичунская свита представлена амфиболитами с прослоями роговообманковых гнейсов, реже кальцифиров. Мощность 0,5 км. Урильская свита состоит из биотитовых гнейсов и сланцев с прослоями высокоглиноземистых пород, реже кварцитов, мраморов, эпидот-роговообманковых, эпидот-биотитовых гнейсов. Мощность свиты до 2 км. В составе амурской серии присутствуют породы, метаморфизованные в широком диапазоне.

Анализ геолого-петрологических материалов показывает, что в состав амурской серии на разных участках их распространения включены разновозрастные образования. Так, в бассейнах рр. Нимана, Быссы часть этих образований является диафторитами по более древним комплексам; на западе Хинганского участка другая часть этих образований, вероятно, принадлежит верхнепротерозойскому комплексу.

Породы амурской серии детально изучены А.И. Ромашкиным (1977) в бассейнах рр. Урми, Яурина, где им установлены парагенезисы  $Bt_{58} + Gr_{79} + Кор_{31} + Сил + Пл_{31} + Орт + Кв + Мг$ ,  $Му + Bt_{44-49} + Gr_{79-86} + Пл + Кв + Мг$ . В последнем парагенезисе в гранате содержится до 22% спессартитового и 17% гроссулярового минала. Метаморфизм амурской серии достигал высоких ступеней амфиболитовой фации и происходил, по А.И. Ромашкину (1977), в широком интервале температур (500–720 °С) и при давлении около 6 кбар. Он отмечает постепенное повышение метаморфизма по мере приближения к крупным плутонам биробиджанских гранитов.

Верхний структурный ярус образован неравномерно метаморфизованными терригенными, вулканогенно-терригенными и карбонатными отложениями верхнего протерозоя. На Мамыньском выступе указанные отложения расчленены Н.П. Саврасовым на две толщи – неклинскую, представленную слюдяно-кварцевыми сланцами и метапесчаниками, нередко известковистыми, мощностью до 1450 м, и дагмарскую, сложенную преимущественно метапесчаниками, нередко с мощными (до 250 м) линзами и пластами мраморов. В районе Гаринского железорудного месторождения в составе верхнепротерозойских отложений появляются также пласты и линзы альбит-эпидот-амфиболовых сланцев, метабазитов.

Верхнепротерозойские отложения на Мамыньском выступе прорваны и ороговикованы плаггиогранитами, которые в свою очередь перекрыты неметаморфизованными нижнекембрийскими карбонатными породами с археоциатами (Змиевский, 1980).

В Притуранье верхние протерозойские отложения объединены в туранскую серию и в бас. р. Ульма В.И. Макаром расчленены на три толщи: нижнюю – амфиболовых сланцев, среднюю – существенно вулканогенную и верхнюю – терригенную. Породы туранской серии в различной мере рассланцованы и метаморфизованы, в отдельных случаях превращены в сланцы, в которых сохраняются реликты первичных структур.

В бассейне р. Верхний Мельгин верхнепротерозойские отложения расчленены на три толщи (Змиевский, 1979): нижняя сложена слюдяно-кварцевыми, слюдяно-полевошпатово-кварцевыми сланцами с гранатом (700–800 м), средняя представлена слюдяно-кварцевыми сланцами и филлитами с пачками кварцитов и мраморов (500–600 м), верхняя – мраморизованными известняками и доломитами (400–500 м). Складчатый верхнепротерозойский комплекс перекрыт здесь полого залегающими кембрийскими терригенно-карбонатными породами. Породы верхнепротерозойского комплекса метаморфизованы в условиях биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

Далее на восток к верхнепротерозойскому комплексу относятся, по нашим данным, образования гуджальской свиты, до последнего времени включаемой в нижнепротерозойский комплекс. Гуджальская свита представляет собой мощную толщу переслаивающихся слюдяных сланцев с кварцитами, содержащими подчиненные прослой гнейсов, мраморов, амфиболитов. Толща прорвана лейкократовыми двуслюдяными гранитами, на контакте с которыми метаморфизм достигает максимального уровня. Нередко на контакте гранитов и вмещающих сланцев наблюдается тонкая инъекция, вплоть до образования мигматитов артеритового типа. По мере удаления от контакта с гранитами в метаморфической толще степень метаморфизма ослабевает до хлорит-серицитовых сланцев, кварцитовидных песчаников и мраморизованных известняков с реликтами обломочной структуры. В мраморах присутствуют бесцветные кристаллы тремолита. В зоне контакта развиваются гранат-фибrolит-биотит-кварцевые сланцы с мусковитом или без него.

Аналогичное явление наблюдалось нами в метаморфических породах союзенской свиты по р. Тырме (вблизи устья р. Гуджал), где в них на контакте с инъецирующими лейкократовыми гранитами развивается парагенезис гранат-фибrolит-биотит-кварц.

На Гонжинском выступе к верхнему ярусу относится чаловская серия (2400 м), представленная толщей метаморфизованных алевролитов, песчаников, филлитов и различными по составу метаморфическими сланцами. Отложения чаловской серии локализованы в тектонических блоках по периферии свода Гонжинского выступа (Вольский и др., 1977). По-видимому, к чаловской серии относятся слабометаморфизованные породы Инимского выступа. С отложениями серии ассоциируют интрузии основных и ультраосновных пород, гранитоидов. Породы чаловской серии метаморфизованы неравномерно, обычно до уровня зеленосланцевой фации. Однако в некоторых местах в них встречены ставролит-андалузитовые с био-

титом сланцы, что указывает на повышение степени метаморфизма до уровня эпидот-амфиболитовой фации.

Возрастное положение метаморфических толщ первого и второго структурных ярусов Буреинского массива достоверно не установлено. По уровню метаморфизма, характеру слагающих формаций толщ первого и второго структурных ярусов Буреинского массива ближе всего стоят к метаморфическим комплексам южного обрамления Алданского массива, возраст которых в настоящее время большинством исследователей принимается архейским. Непосредственные соотношения кристаллических толщ второго структурного яруса с отложениями позднего докембрия замаскированы тектоническими нарушениями, однако при контактировании они всегда отвечают различным уровням метаморфизма.

### Монголо-Охотская складчатая система

В Приамурье рассматриваемая система в виде сравнительно узкой (40-150 км) полосы прослеживается от Восточного Байкала до Охотского моря. Она разделяет Алдано-Становой геоблок от Амурского (по Л.И. Красному). Предполагается длительное полициклическое геосинклинальное развитие Монголо-Охотской системы от протерозоя до мезозоя включительно (Красный, 1958). В развитии и становлении этой системы М.С. Нагибина (1963) выделяет байкальскую, каледонскую, герцинскую и раннемезозойскую эпохи складчатости, а Л.И. Красный (1958) - байкальский, раннегерцинский и раннемезозойский этапы тектогенеза. Заложение Монголо-Охотской системы относится к верхнему протерозою. Наиболее существенное значение имели байкальский и герцинский орогенез, но заключительным эпигеосинклинальным орогенезом был предпозднеюрский (позднекиммерийский).

Межгеоблоковое (шовное) положение Монголо-Охотской складчатой системы, ее полициклическое развитие обусловили сложное чешуйчато-складчатое строение с широко развитыми изоклинальными и изоклинально-надвиговыми структурами различных порядков, а также широкое распространение в ее пределах метаморфических пород.

В соответствии с намечаемыми этапами тектогенеза в Монголо-Охотской складчатой системе имели место и метаморфические процессы позднепротерозойско-раннепалеозойского, позднепалеозойского и мезозойского возраста. Однако стратиграфия, петрологические особенности и структурное положение слагающих Монголо-Охотскую систему метаморфических толщ изучены еще недостаточно. Но при настоящей степени изученности не представляется столь подробно подразделить метаморфические комплексы и проследить эволюцию метаморфизма в этом регионе.

Все эти разновозрастные толщи Монголо-Охотской системы до средней юры включительно метаморфизованы в условиях от цеоли-

говой и выше (Кириллова, Турбин, 1979). Сравнительно сильно метаморфизованные осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи прослеживаются вдоль Южно-Тукурингского разлома от р. Уруши, на западе — к верховьям Селемджи, Буреи, Керби. Эти метаморфизованные образования на разных участках этого пояса выделяются в различные серии, свиты разного возраста. Возраст их нигде точно не установлен, но все исследователи сходятся в том мнении, что они залегают в основании стратиграфического разреза. Чаше возраст пород метаморфического комплекса принимается верхнепротерозойско-раннепалеозойским, но на различных участках их распространения им приписывают как более молодой (среднепалеозойский), так и более древний (нижнепротерозойский) возраст. Весьма возможно, что в рассматриваемой полосе метаморфических пород присутствуют разновозрастные толщи.

Метаморфизм в породах полосы метаморфических пород проявился, по-видимому, неоднократно. На разных участках этой полосы отмечается постепенное повышение степени метаморфизма с севера на юг, к Южно-Тукурингскому разлому от серицит-хлоритовой до биотит-хлоритовой, биотит-мусковитовой субфаций зеленосланцевой фации (Судовиков и др., 1965; Кириллова, Турбин, 1979). В „Зейском прорыве“ в зеленых сланцах Н.П. Саврасовым в 1955 г. обнаружен глаукофан. Впоследствии находки этого минерала были сделаны С.С. Крыжевичем и Ю.С. Ляховкиным и к востоку от р. Зеи вдоль полосы метаморфизованных пород. Появление глаукофана, вероятно, связано с одним из этапов метаморфизма в режиме повышенного давления. На Джагдинском отрезке отмечается связь зон повышения метаморфизма с зонами интенсивных дислокаций (Кириллова, Турбин, 1979). В верховьях р. Селемджи, Буреи, Керби особенностью метаморфизма рассматриваемой полосы пород является развитие куполов, в сводах которых метаморфизм повышается до эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций (Геология СССР, 1966; Эйриш, 1972). Купола в плане имеют форму овала диаметром до 50–60 км по длинной оси и до 25–30 км по короткой. Они известны в верховьях р. Буреи (Софийский купол), Харги (Афанасьевский, Эльгоканский, Неэргенский купола) и Керби (Сивакский, Гонгрэнский купола). В ядрах наиболее крупных куполов (Софийского, Афанасьевского) обнажаются гранат-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы. По направлению к периферии купола метаморфизм снижается до низких ступеней зеленосланцевой фации. Метаморфические сланцы куполов содержат кварцевые жилы альпийского типа, термометрические измерения кварца которых показали 350–420 °С (Эйриш, 1972). По подевошпатовому и гранат-биотитовому геотермометрам температура метаморфизма в Софийском куполе составляла 250–600 °С (Недашковский, 1980).

К северу от рассмотренной полосы метаморфических пород метаморфизм в фации зеленых сланцев проявился в зонах наложенной складчатости шириной до 10–15 км вдоль крупных разломов — Чампулинской, Ланской, Тукурингской (Кириллова, Турбин, 1979). На остальной части развития палеозойских и раннемезозойских

толщ метаморфизм не превышает цеолитовой фации как в Джагинской, так и в Прихотской частях Монголо-Охотской системы.

### Сихотэ-Алинская складчатая система (северная часть)

В Северном Сихотэ-Алине выходы метаморфических пород известны в бассейнах рр. Анюй и Хор, в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория. Нередко они встречаются в виде ксенолитов в раннемеловых гранитоидах хунгарийской интрузивной серии, ареалы распространения которых включают также зону Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. Структурная позиция анюйских и хорских метаморфитов отлична.

В бассейне р. Анюй метаморфические породы слагают ядро купольной структуры, крылья которой образованы триасово-юрскими и бериасскими вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями (Маргынук, 1973; Змиевский, 1980). Купол имеет форму удлиненного овала (40 x 20 км) с более круглым западным крылом. Внутренняя структура его характеризуется сложным сочетанием разнопорядковых сжатых изоклиналиных складок, группирующихся в антиформную складку, приспособленную к структуре мезозойского структурного этажа. Ядро Анюйского купола сложено двумя толщами: нижней — преимущественно биотит-полевошпатово-кварцевых сланцев мощностью около 1400 м и верхней — толщей двуслюдяных сланцев мощностью 500 м. В составе толщ встречаются также маломощные пачки и линзы гранат-биотит-кордиеритовых, гранат-ставролитовых, андалузитовых, андалузит-ставролитовых и андалузит-кордиеритовых, графитовых сланцев, амфиболитов и кварцитов. На восточной окраине метаморфического ядра Анюйского купола вблизи интрузии гнейсовидных плагиогранитов породы несут признаки слабой мигматизации и мелкоочкового плагиоклазового порфиروبластеза и испытали, по-видимому, наиболее сильный метаморфизм. В этой зоне присутствует парагенезис мусковит+биотит+силлиманит+плагиоклаз+кварц+магнетит. Состав биотита из этого парагенезиса приведен в табл. 1.

Для главной массы метаморфических пород ядра Анюйского купола характерны минеральные ассоциации: гранат+ставролит+андалузит+биотит±мусковит+плагиоклаз+кварц+графит, гранат+андалузит+мусковит+биотит+кварц, биотит+андалузит+кордиерит+плагиоклаз+кварц+графит и другие (маломинеральные) парагенезисы: биотит+плагиоклаз+кварц, биотит+мусковит+кварц, биотит±гранат+мусковит+плагиоклаз+кварц.

Перечисленные парагенезисы минералов указывают на принадлежность анюйских метаморфитов к андалузит-силлиманитовым комплексам. Условия метаморфизма достигали фации биотит-мусковитовых гнейсов или куммингтонитовых амфиболитов, давление не превышало 2,5-3,0 кбар (по диаграмме С.П. Кориковского).

По мере удаления от ядра Анойского купола степень метаморфизма ослабевает. Если вблизи ядра купола развиты филлиты, эпидот-амфибол-плаггиоклазовые сланцы, то в 2-3 км от него они переходят в филлитизированные рассланцованные песчаники и алевролиты, кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий (Змиевский, 1980). На контакте ядра Анойского купола с мезозойскими отложениями развиты рассланцованные породы.

В бассейне р. Хор метаморфические породы слагают линейный тектонический блок (100x7 км), приуроченный к Центральному Сихотэ-Алинскому структурному шву. Разрывы, ограничивающие Хорский блок, выражены мощными зонами милонитизации и дробления. По этим разрывам блок контактирует с практически неизменными верхнепермскими, юрскими и меловыми терригенными отложениями, подверженными вблизи нарушений рассланцеванию и слабой филлитизации. По данным В.И. Анойкина, блок разбит на ряд тектонических пластин, вытянутых вдоль Центрального разлома.

Внутренняя структура Хорского горста сложная и полностью не расшифрована. Генеральное простирание структур северо-восточное, близкое к субмеридиональному, а осевые же плоскости мелких складок ориентированы к нему под углом 10-30° и совпадают с общим простиранием структур мезозойских отложений.

В строении Хорского горста принимает участие несколько толщ, последовательность напластования которых не установлена. Первая толща сложена биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми гнейсами, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, вторая - слюдястыми, слюдяно-гранатовыми кварцитами с прослоями биотитовых, биотит-силлиманитовых сланцев и гнейсов и третья - амфиболитами и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Все три толщи прорваны интрузиями гнейсовидных гранитов и в разной степени мигматизированы. Характерной черной пород является неоднократная бластомилонитизация и плаггиоклазовый порфиروبластез, вследствие чего они часто имеют очковый облик. Четвертая толща, резко отличная от предыдущих, представлена филлитами, филлитизированными алевролитами и песчаниками, альбит-актинолитовыми и двуслюдястыми сланцами. Эта толща, по данным В.И. Анойкина, обрамляет выходы вышеперечисленных гнейсовых толщ и имеет с ними единый структурный план, несмотря на тектонический контакт между ними. Породы толщи сильно рассланцованы, сланцеватость наклонена под очковые гнейсы.

В гнейсово-сланцевых толщах Хорского горста встречены минеральные ассоциации: биотит+зеленая роговая обманка+плаггиоклаз+кварц+сфен, зеленая роговая обманка+плаггиоклаз+сфен, гранат+биотит+силлиманит+мусковит+плаггиоклаз+микроклин+кварц, биотит+ставролит+мусковит+плаггиоклаз+кварц. Составы биотита и роговой обманки приведены в табл. 1. Перечисленные парагенезисы минералов указывают на близкие условия метаморфизма хорских метаморфитов с анойскими.

Филлитовая толща метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, местами в ней встречаются безбиотитовые сланцы, которые

могут быть отнесены к хлоритовой зоне метаморфизма. По В.И. Анойкину, эта толща сходна с обрамляющими горст верхнепермскими и мезозойскими отложениями.

Ксенолиты метаморфитов в массивах хунгарской серии представлены чаще всего гранат-биотитовыми гнейсами, сланцами, реже сланцами основного состава. Наиболее детально ксенолиты изучены в Агусинском массиве в бассейне р. Анжуй. В ксенолитах этого массива встречены высокотемпературные породы с минеральной ассоциацией (по оптике)  $\text{Рог}_{30-37} + \text{Би}_{48-50} + \text{Гип}_{37} \pm \text{Мп} + \text{Пл}_{40-80} + \text{Кв}$  (Изох, Ушакова, 1969). Нами изучены гранат и биотит из угловатого ксенолита гранат-биотитового гнейса из этого же массива (табл. 1). По гранат-биотитовому геотермометру температура метаморфизма составляет  $640^{\circ}\text{C}$  (табл. 2).

Возраст и генезис метаморфических пород Северного Сихотэ-Алиня дискуссионны. Одни исследователи рассматривают их как продукты мезозойской зоны смятия (Изох и др., 1967), другие как результат метасоматоза и милонитизации палеозойско-мезозойских отложений (Г.И. Степанов, Д.А. Кириков, В.И. Анойкин), третьи считают их выступом докембрийского фундамента (Бельтнев и др., 1971; Мартынюк, 1973; Змиевский, 1980). Имеющиеся данные свидетельствуют о принадлежности глубокометаморфизованных образований Северного Сихотэ-Алиня к выступу по крайней мере докембрийского (скорее докембрийского) структурного этажа. Калий-аргоновые изотопные датировки из пород ядра Анжуйского купола составляют 417-488 млн. лет (Мартынюк, 1973). Возможно, что эти значения возраста омоложены в мезозое. Представляется, что процессы мезозойского метаморфизма привели к ремобилизации пород фундамента и к образованию Анжуйского купола.

## Л и т е р а т у р а

А ф а н а с о в М.Н. Талгинская толща (к проблеме стратиграфии докембрия Становой области). — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 43-44.

Б е л ь т н е в Е.Б., З о л о т о в М.Г., О н и х и м о в с к и й В.В., П л о т н и к о в И.А., Ш а р о ч к а И.И. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 97-105.

В о л ь с к и й А.С., В о л ь с к и й И.П., К а р с а к о в Л.П. Новые данные по стратиграфии докембрия Гонжинского выступа. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 121-129.

Г е о л о г и я СССР. — М., т. 19, 1966. — 736 с.

Г е о х р о н о л о г и я докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л., 1968. — 334 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л., 1973. — 128 с.

Глуховский М.З., Синцорова Е.А. Метаморфические образования зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой области (к проблеме станового комплекса). - В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 72-90.

Глуховский М.З., Ставцев А.А., Коген В.С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области. - Геотектоника, 1972, № 4, с. 76-89.

Годзевич Б.Л. Тектоника Становой складчатой области. - В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976, с. 34-55.

Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины Станового хребта. - Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 21-27.

Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 142-216.

Змиевский Ю.П. Тектоника и минерогения Мельгинского блока. - В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 146-148.

Змиевский Ю.П. Анойский выступ и комплексы основания мезозойд Приамурья. - Автореф. дис. канд. геол. наук. - Хабаровск 1980. - 24 с.

Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. - М., 1967. - 383 с.

Изох Э.П., Ушакова Е.Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р. Аной (Северный Сихотэ-Алинь). - Геология и геофизика, 1969, № 6.

Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А. Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород Востока Сибири свинцово-изохронным методом. - В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 175-177.

Карсаков Л.П. Некоторые особенности геологии докембрия восточной части Станового хребта. - Матер. по геол. и полез. ископ. Якутской АССР, 1971, вып. 19, Якутск.

Карсаков Л.П. Докембрий восточной части Станового хребта. - В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 27-37.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. - М., 1978. - 151 с.

Карсаков Л.П. Становая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы. - В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск, 1980, с. 142-144.

Карсаков Л.П., Васькин А.Ф. К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта. - В кн.: Принципы тектонического районирования, Владивосток, 1975, с. 212-222.

Карсаков Л.П., Васькин А.Ф., Годзевич Б.Л., Гончаров В.Н. Основные черты стратиграфии нижнего докембрия восточной части Становой складчатой области. — В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 70–78.

Карсаков Л.П., Саутченкова Р.И. О положении устьгилюйской серии докембрия Становой складчатой области. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 42.

Карсаков Л.П., Шульдинер В.И., Леников А.М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 47–62.

Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П., Ельников А.А. Геологическое строение и металлогенические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 55–71.

Кац А.Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита. — Тр. ВАГТ, 1962, вып. 8, с. 90–92.

Кириллов Е.А. Конгломераты станового комплекса северо-западной части хр. Чернышева. — Геология и геофизика, 1965, № 9, с. 44–55.

Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. — М., 1979. — 113 с.

Козырева И.В. Петрология верхнеархейских метаморфических образований Удско-Майского грабена (Становая зона). — Автореф. дис. канд. геол. наук. — Владивосток, 1975. — 22 с.

Козырева И.В. Сравнительная характеристика верхнеархейских метаморфических образований Купуриной и Удско-Майской зон Становой области. — В кн.: Проблемы петрологии Дальнего Востока. Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование. Хабаровск, 1981, с. 88–90.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. — М.-Л., 1939, т. 1, с. 349–366.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. — М., 1967. — 297 с.

Кориковский С.П. Фаши метаморфизма метапелитов. — М., 1979. — 263 с.

Красный Л.И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 32, № 6, с. 128–129.

Кудрявцев В.А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте. — Матер. по геологии и полез. ископ. Якутской АССР, 1968, вып. 18, с. 108–117.

Кулиш Е.А. Стратиграфия нижнего протерозоя Буреинского массива. — В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 78–101.

Леников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. — М., 1979. — 164 с.

Ляховкин Ю.С., Лысенко В.Ф. Магматизм докембрия Амуро-Селемджинского (Мамынского) выступа. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 128–129.

Мартынюк М.В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анхойского выступа фундамента Сихотэ-Алинской складчатой области. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 187–188.

Метаморфические пояса СССР (Объяснительная записка к Карте метаморфических поясов СССР масштаба 1:5000000). — Л., 1975. — 56 с.

Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнусевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. — М., 1971. — 237 с.

Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 91–111.

Мошкин В.Н. Стратиграфия. Докембрия. Хребты Становой и Джугджур. — В кн.: Геологическое строение СССР. М., 1958, т. 1, с. 128–130.

Нагибина М.Л. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — М., 1963. — 464 с.

Недашковский П.Г. Зональность и геохимия гранито-гнейсовых куполов Дальнего Востока. — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток, 1980, с. 132–140.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Карсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117–144.

Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. — Л., 1979. — 312 с.

Рассказов Ю.П., Ялынычев Е.В. Усть-Гилуйский трог — структура особого типа в докембрии Станового хребта. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972, с. 120–131.

Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. — Новосибирск, 1981. — 185 с.

Ромашкин А.И. Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород амурской серии Буреинского массива. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 121–130.

Руденко Г.В. О необычном гроссуляр-альмандиновом составе гранатов из метаморфических пород купуринской серии (Становая область). - Зап. Всесоюз. минер. общ., 1973, ч. 102, вып. 1, с. 106-110.

Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. - М., 1976. - 224 с.

Структурная эволюция метаморфических комплексов. - Л. 1977. - 160 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. - Л., 1965. - 289 с.

Томиленко А.А., Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Криметрия включений в породах чогарского глубинного метаморфического комплекса (Восточная Сибирь). - ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1189-1192.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. - М., 1972. - 130 с.

Шульдинер В.И. Геология и петрология Могочинского антиклинария в Забайкалье. - М., 1969. - 104 с.

Эйриш Л.В. Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения. - Автореф. дис. канд. геол. наук. - Владивосток, 1972. - 24 с.

B o t t i n g a I., R i c h e t P. High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. - Amer. J. of Sci., 1981, v. 281, p. 615-660.

Н.И. Московченко, Н.Н. Красников, А.П. Семенов

## ЭНДОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АЛДАНИД И СТАНОВИД

Южная часть Алданского щита в зоне его сочленения со Становой складчатой областью издавна является объектом детальных исследований, широко освещаемых в литературе (Коржинский, 1939; Кориковский, 1967; Маракушев, 1965; Дук и др., 1975; Структурная эволюция..., 1977; Климов, 1977; Карсаков, 1978; Кудрявцев, 1966; Миронюк, 1966; Геология и петрология..., 1965).

Интерес исследователей к этой зоне обусловлен, с одной стороны, особенностями состава пород Алданского массива и условиями их глубинной переработки, что дало основания для выделения Сутамского метаморфического пояса с его специфическим режимом петрогенезиса, вещественным носителем которого являются породы, объединенные в единый курультино-гонамский комплекс. Наряду с этим за последние годы выявлены существенные неоднородности геологического строения и развития рассматриваемой структуры,

что находит отражение как в вещественном составе, так и в особенностях эндогенной эволюции отдельных блоков, слагающих Сутамский пояс. Так, детальные структурные (Дук и др., 1975; Структурная эволюция..., 1977) и петрологические исследования (Кориковский, 1967; Климов, 1977; Карсаков, 1978), проводимые на хр. Зверева, Сутамском и других блоках, показали не только сложный путь структурно-метаморфических преобразований, но и ряд отличительных особенностей состава, пути и условий развития, свойственных отдельным блокам. Это свидетельствует о сложной геодинамике в развитии пояса, который может рассматриваться как единая структура, по-видимому, лишь в первом приближении, на основе идентичности условий и времени проявления завершающих эндогенных процессов. С этих позиций особое значение имеет выявление и исследование различного рода неоднородностей геологического строения в пределах южной части Алданского массива.

Другая дискуссионная проблема, имеющая отношение к рассматриваемой зоне, включает: обоснование для выделения пород становой серии в качестве самостоятельного супракрустального комплекса, расчленение этого комплекса, выяснение его геологических соотношений с породами других структурно-вещественных комплексов. В настоящее время вопрос стоит не столько о самом существовании супракрустальных толщ серии, сколько о критериях ее выделения, расчленения, а также соотношениях с другими образованиями, в том числе с комплексами алданид. Последнее приобрело особое значение после того, как по цирконам из пород становой серии были получены древнейшие датировки уран-свинцовым изохронным методом ~ 3150 млн. лет (Неймарк и др., 1981).

В настоящей работе приводятся новые данные о геологических соотношениях, составе пород, особенности и последовательности эндогенных процессов, в результате которых формировался ряд структурно-вещественных комплексов в зоне сочленения алданид и становид на участке, прилегающем к трассе Малого БАМ. Материалы были получены при детальных исследованиях главным образом многочисленных выработок и карьеров вдоль железнодорожной трассы.

Согласно существующим представлениям, в указанном районе сочленяются два комплекса пород: раннеархейский — алданский в объеме серии Зверева, в значительной степени диафторированной, и позднеархейский — становой комплекс, с развитием которого частично связаны преобразования пород серии Зверева.

Такое расчленение было произведено по совокупности геологических данных, включая особенности состава, условий и последовательности преобразования вещества. Однако ряд современных принципов расчленения глубокометаморфизованных докембрийских образований основан на выводе о циклическом развитии эндогенных процессов и полициклическом развитии большинства структурно-вещественных комплексов докембрия (Кратц и др., 1982). Различный ход эндогенной эволюции, в частности различные режимы и степень участия пород в преобразованиях одного периода эндогенной актив-

ности (или эндогенного цикла), является критерием принадлежности пород к различным структурно-вещественным комплексам. В этом находит отражение историко-эволюционный подход к расчленению докембрия, осуществляемый с позиции различных особенностей и направленности изменения эндогенных режимов, выступающих как следствие тектонической неоднородности в развитии земной коры.

На основании особенностей состава пород, последовательности и условий их преобразования, корреляции эндогенных процессов метаморфические породы изученного района расчленяются нами на пять структурно-вещественных комплексов. Три комплекса — холодниканский, зверевский, горбыляхский — входят в структуру Алданского массива (рис. 1). Образования Становой складчатой области подразделяются на ранне- и позднестановой комплексы. Ниже рассматриваются главные особенности состава, строения и развития каждого из выделенных комплексов.

Х о л о д н и к а н с к и й комплекс прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной около 10 км от верховьев р. Северикан к верховьям рр. Огорочи, Дьилинде. Далее к северо-западу он обнажается фрагментарно. С ним, по-видимому, можно сопоставить чульманский супракрустальный комплекс (Другова, Нелов, 1960; Структурная эволюция..., 1977), сходный в формационном и петрохимическом отношении с холодниканским. Зоны контакта холодниканского комплекса затушеваны эндогенными процессами, завершающими его формирование. В частности, интенсивно проявлены позднее рассланцевание и низкотемпературная бластомилонитизация, наложенные на метаморфические и магматические породы поздних этапов развития комплекса, например на поля плагиофельдшпатизации и зоны насыщения интрузиями диоритов и натровых аплитовидных гранитов. В центральной части полосы, в нижнем течении р. Холодникан, сохраняются участки, подвергшиеся менее интенсивной наложенной переработке, что позволяет реконструировать здесь первичный состав, особенности строения и развития комплекса.

Холодниканский комплекс сложен преимущественно переслаиваемыми вулканитами основного и среднего состава с подчиненными плослоями ультраосновных пород и кварцитов. Интрузивные образования представлены пластовыми телами диабазов и секущими телами андезитового состава. Среди других магматических образований широко развиты будины гипербазитов, реже плагиогранито-гнейсов, возможно представляющие инфраструктуру комплекса.

В толще вулканитов, где преобладают базальты, переходящие к андезито-базальтам, наблюдаются шаровые текстуры, а также реликты офитовых структур и магматических минералов. К последним относятся реликты клинопироксена, бурого амфибола, которые замещаются зеленым амфиболом и биотитом. Разности среднего и переходного к кислому состава представлены микрогнейсами, существенно плагиоклазовыми, с признаками микрофельзитовой структуры, иногда с небольшими порфиоровидными вкрапленниками. Породы в значительной степени изменены в ходе развития вторичной полосчатости при наложенном рассланцевании и окварцевании пород.

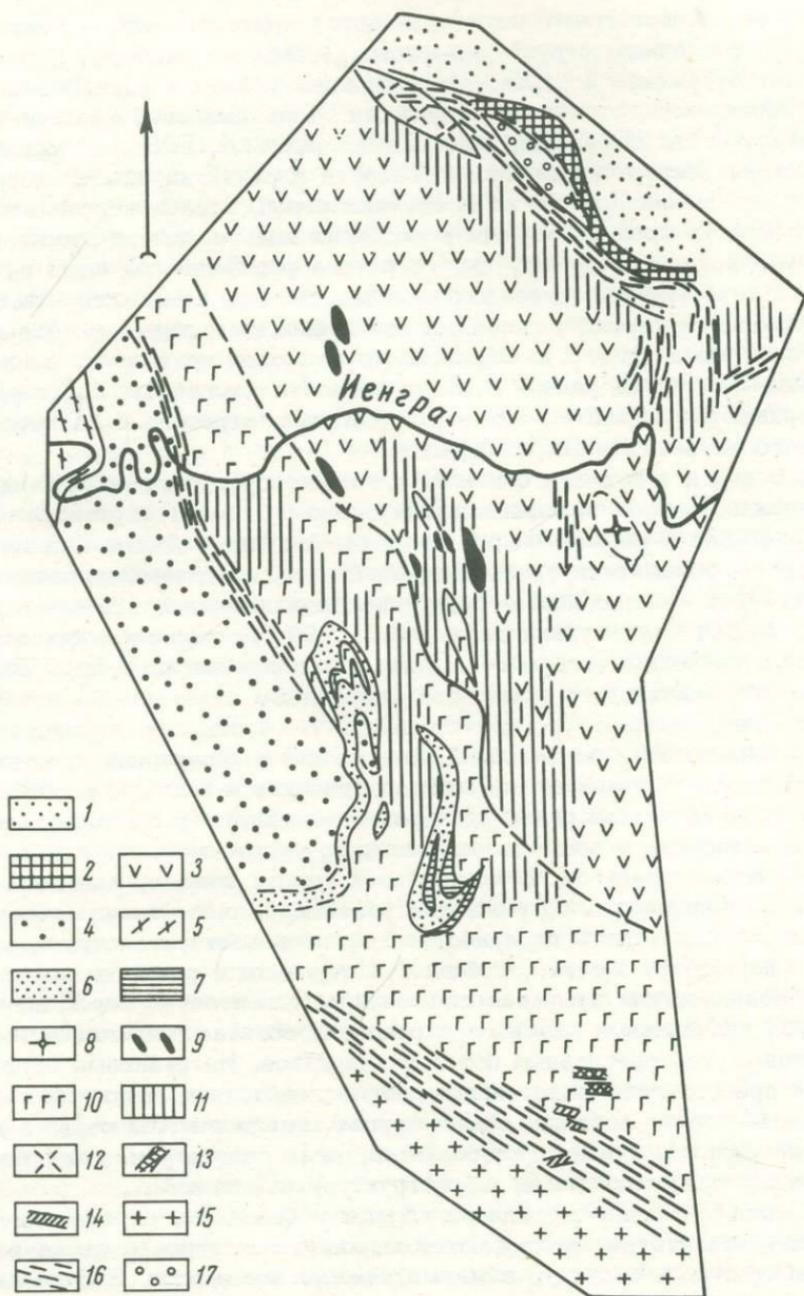


Рис. 1. Схема геологического строения южной окраины Алданского массива на участке пос. Нагорный-Беркакит.

Породы достанового возраста. Структурно-вещественные комплексы алданий: горбылахский: 1 - кварциты, 2 - основные кристаллические сланцы; холодниканский: 3 - ме-

Ультраосновные разности пород содержат реликты оливина, пироксенов, бурого амфибола среди оталькованной и хлоритизированной основной ткани.

В табл. 1 приведены составы главных разновидностей вулканитов. Согласно петрохимическим характеристикам после пересчета на сухое вещество среди основных вулканитов выделяются оливиновые базальты (М-79-г), гиперстеновые базальты (К-7-3), нормальные базальты (М-77, 79-ц) и в меньшей степени субщелочные базальты (М-12) (Классификация и номенклатура..., 1981). Широко представлены переходные разности, отвечающие по составу андезито-базальтам, иногда с высоким содержанием щелочей. Распространены также андезиты и трахиандезиты. Среди ультраосновных пород встречены пикрито-базальты, а также разности, приближающиеся по составу к перидотитовым коматиитам ( $CaO: Al_2O_3 = 0.84$  при  $Mg = 23.19$  вес. %).

При нанесении анализов на диаграмму Куно (рис. 2) с ограничением полей известковисто-щелочных, глиноземистых и толеитовых серий (Куно, 1968), составы пород холодниканского комплекса расположились вдоль линии, отделяющей известково-щелочную серию от поля глиноземистых базальтов, тяготея к последнему. Сюда же попадают породы чульманского комплекса, анализы которых были любезно предоставлены В.Л. Дуком. Полное перекрытие составов базальтов холодниканского и чульманского комплексов было получено также на диаграмме АСФ.

Последовательность структурно-метаморфических процессов в холодниканском комплексе восстанавливается с трудом. Это связано с ограниченным развитием слоистых пачек, широким развитием гомогенных ортопород, реагирующих на деформации, главным образом развитием сланцеватости и отличающихся к тому же высокой компетентностью, затрудняющей формирование метаморфических структур и минералов. В силу своей хорошей сохранности часть пород комплекса рассматривалась ранее в качестве молодых образований.

---

Продолжение подписи к рис. 1.

тавулканиты основного, среднего и ультраосновного состава (нерасчлененные); з в е р е в с к и й: 4 - глиноземистые гнейсы и сланцы, 5 - кристаллические сланцы и гнейсы среднего состава, 6 - кварциты; магматические образования: 7 - тоналитовые гнейсы, 8 - плагиогранито-гнейсы, 9 - гипербазиты, 10 - комплекс габброидов, 11 - зоны, инъецированные лейкократовыми гранитами, 12 - комплекс сиенито-диоритов. Породы станового возраста. Магматические образования: 13 - толеиты, 14 - тоналиты (раннестановые граниты), 15 - граниты нормального ряда (позднестановые граниты); 16 - зоны интенсивной бластомилонитизации; 17 - юрские отложения.

Т а б л и ц а 1

Анализы основных пород алданского, зверевского холодниканского и станового комплексов, развитых в зоне сочленения Алданского массива и Становой складчатой области

Окислы	Алданский				Зверевский								
	М-15-б	М-15-д	М-16	Дай-	М-48-б	М-19-д	М-18-и	М-65-о	К-32-2	М-18-г	К-98-4	М-76	М-37-е
				ковый									
SiO <sub>2</sub>	45,21	53,93	49,49	49,29	47,02	45,85	41,36	52,29	49,86	41,44	44,32	43,90	47,23
TiO <sub>2</sub>	1,64	3,43	2,62	1,22	0,33	0,67	0,98	0,42	0,81	0,90	2,91	2,96	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,40	14,19	12,64	13,80	8,22	8,53	9,81	7,50	8,33	8,86	9,39	9,50	14,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	4,66	4,20	3,92	3,86	1,87	3,72	1,98	2,42	5,13	9,15	10,10	5,16
FeO	7,47	4,74	6,03	8,19	7,54	8,55	9,79	4,96	7,33	8,47	19,28	18,25	8,05
MnO	0,66	0,12	0,17	0,20	0,18	0,24	0,21	0,31	0,14	0,16	0,24	0,35	0,19
MgO	7,13	3,78	5,85	7,33	23,01	22,33	24,97	18,64	13,81	19,23	5,69	5,35	7,63
CaO	8,88	5,50	6,68	6,54	6,73	6,71	6,91	10,37	11,86	7,53	4,74	6,17	9,05
Na <sub>2</sub> O	1,80	2,44	2,36	2,24	0,72	0,56	0,43	0,48	0,96	3,28	1,15	1,20	2,40
K <sub>2</sub> O	2,47	3,55	5,11	2,35	0,56	0,31	0,10	0,16	0,51	0,28	0,48	0,62	0,96
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	1,59	1,50	0,14	0,04	0,07	0,08	0,03	0,07	0,10	0,29	0,20	0,10
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	3,54	1,93	2,26	4,51	2,00	4,37	3,62	3,17	2,47	3,80	3,02	2,78	1,93
Сумма	98,61	100,28	99,48	99,88	100,38	100,18	100,12	100,39	98,72	99,48	100,85	100,60	98,81

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Окислы	Зверевский												
	М-18-б	М-35-д	М-18-в	К-67-4	М-40	К-76-б	М-35-з	М-35-е	М-35-д	К-61-18	К-61-18	М-48-г	М-36-м
SiO <sub>2</sub>	45-81	46,16	49,60	55,00	47,36	51,25	47,88	47,90	49,18	52,77	47,72	51,41	47,34
TiO <sub>2</sub>	1,65	0,60	1,80	1,54	0,57	1,23	0,96	0,94	0,78	0,24	1,25	0,90	1,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,37	17,08	15,11	19,65	20,18	14,36	14,43	13,88	13,22	8,66	13,76	14,62	13,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	1,36	0,49	0,03	1,47	6,53	2,34	2,24	3,53	3,22	7,23	4,92	0,73
FeO	10,56	10,56	10,86	8,45	5,35	7,48	9,44	9,55	7,47	7,47	5,04	6,54	11,43
MnO	0,32	0,25	0,23	0,53	0,15	0,20	0,14	0,15	0,15	0,14	0,21	0,18	0,18
MgO	4,98	9,38	5,44	2,71	6,29	6,77	10,01	9,56	9,80	11,11	7,31	6,75	7,57
CaO	10,79	10,85	11,62	8,19	14,61	10,82	8,97	7,64	8,73	13,02	12,95	9,02	11,62
Na <sub>2</sub> O	1,66	1,73	3,32	2,64	1,93	0,69	3,20	3,20	2,60	1,00	1,81	3,80	2,88
K <sub>2</sub> O	0,33	0,33	0,29	0,51	0,46	0,59	0,78	0,97	0,78	0,59	0,58	0,60	0,23
H <sub>2</sub> O	-	0,22	0,12	0,22	0,14	-	0,20	-	-	-	0,08	-	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,22	0,11	0,37	0,14	0,06	0,08	0,10	0,05	0,08	0,07	0,11
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	2,26	1,39	1,22	0,70	1,40	2,33	1,93	2,09	3,36	1,73	2,30	1,29	2,27
Сумма	99,98	100,33	100,11	100,28	100,28	99,67	100,34	99,53	101,50	100,13	100,32	100,21	100,04

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Окислы	Зверевский						Холодниканский						
	М-61-1	М-20-в	К-60-4	К-78-1	М-20	М-19-и	М-18-г	М-21-ж	М-79-г	М-12	К-8-3	М-77	М-79-ц
SiO <sub>2</sub>	47,71	48,16	48,58	45,89	49,21	60,94	41,56	48,82	49,37	45,22	46,89	48,52	46,34
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,03	1,63	0,93	1,06	0,79	0,96	0,31	0,23	0,74	0,89	1,73	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,47	14,48	13,12	15,26	14,86	19,12	8,33	8,23	8,07	15,90	11,24	12,32	11,10

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Оксиды	Зверевский						Холодниканский						
	М-61-1	М-20-в	К-60-4	К-78-1	М-20	М-19-и	М-18-г	М-21-ж	М-79-г	М-12	К-8-3	М-77	М-79-ц
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.90	3.74	2.96	4.96	4.56	0.53	3.52	1.25	2.03	3.77	4.02	4.61	7.25
FeO	7.98	9.76	8.34	7.62	9.38	2.54	9.23	8.34	6.47	7.88	5.80	11.18	8.45
MnO	0.18	0.23	0.19	0.19	0.22	0.02	0.17	0.23	0.15	0.19	0.21	0.13	0.20
MgO	7.79	7.21	6.83	8.76	7.32	3.77	22.32	23.61	24.89	8.85	6.37	5.57	10.94
CaO	9.59	10.30	12.40	9.22	10.68	4.18	6.97	3.60	4.91	9.63	13.28	8.91	8.97
Na <sub>2</sub> O	3.08	2.67	3.12	3.12	2.27	7.39	2.74	0.51	1.88	3.51	2.44	2.18	1.59
K <sub>2</sub> O	0.60	0.98	0.23	0.65	0.40	0.69	0.43	0.80	0.20	1.44	1.69	0.60	1.50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0.08	0.04	-	0.10	0.08	0.08	0.06	-	0.14	-	0.10	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.06	0.14	0.10	0.12	-	0.07	-	0.02	0.05	0.10	0.23	0.34
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	1.21	-	0.44	0.33	-	0.66	-	0.77	-
П.п.п.	1.19	1.29	2.11	1.95	2.16	1.30	3.09	3.64	2.10	2.24	5.52	2.77	2.00
Сумма	99.03	99.99	99.69	98.79	99.98	99.34	99.91	99.74	100.47	100.22	99.62	99.62	99.70

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Оксиды	Холодниканский						Становой						
							Нижний						
	М-79-К	М-78-и	М-78-г	М-77-а	К-8-5	М-13-з	М-105а	М-105б	М-105	М-104к	М-116	М-116-б	М-117-г
SiO <sub>2</sub>	52.94	52.32	52.59	53.88	54.02	61.76	44.70	44.76	45.98	48.28	43.72	43.99	48.84
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.91	0.99	0.76	1.05	0.97	1.83	1.78	1.95	1.68	1.83	2.16	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	16.21	16.65	16.32	14.98	14.20	12.96	12.09	12.78	14.99	13.69	13.02	14.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	4.49	4.14	2.95	3.00	1.52	4.46	6.62	6.10	4.09	6.19	8.00	3.66
FeO	5.61	5.03	6.03	4.62	6.38	2.87	12.35	12.76	11.29	8.84	12.87	12.61	10.92

MnO	0.12	0.14	0.14	0.10	0.13	0.13	0.50	0.49	0.52	0.30	0.23	0.23	0.14
MgO	4.61	5.47	5.20	4.30	5.72	4.32	5.44	6.18	4.98	5.51	7.79	7.52	7.11
CaO	8.63	7.35	6.47	5.98	7.26	5.16	12.12	11.05	11.62	11.11	7.70	8.85	8.09
Na <sub>2</sub> O	3.59	4.16	3.84	3.37	3.36	6.40	0.90	1.08	1.15	1.40	1.74	1.90	2.22
K <sub>2</sub> O	1.28	1.01	1.72	3.02	2.80	0.47	0.59	0.84	0.88	0.58	1.00	0.47	0.77
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06	-	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.43	0.32	0.40	0.48	0.01	0.20	0.21	0.14	0.24	0.17	0.23	0.15
CO <sub>2</sub>	-	-	-	1.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1.58	2.54	1.89	2.38	0.93	1.36	2.32	1.66	2.18	1.58	3.07	1.48	2.03
Сумма	100.29	100.27	100.17	99.39	100.28	99.37	99.55	99.67	99.71	98.74	100.15	100.62	99.41

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Оксиды	Становой										
	Нижний										
	М-116-б	К-118-1	М-90-а	К-121-1	М-105-д/к	М-101-б	М-106-а	М-105-д/ц	М-30-б	М-104-г	М-108
SiO <sub>2</sub>	51.20	48.55	47.27	47.68	49.95	46.61	48.68	50.29	51.97	48.91	49.89
TiO <sub>2</sub>	1.90	1.08	0.62	1.10	1.97	0.66	1.16	0.94	1.05	1.05	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.49	14.47	12.86	13.14	13.08	14.87	13.95	11.91	13.43	12.66	16.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.44	4.07	3.96	4.93	4.91	3.64	3.92	4.58	5.46	4.33	4.36
FeO	8.45	9.34	6.95	8.76	9.51	7.98	8.68	9.15	7.18	8.62	6.95
MnO	0.31	0.22	0.19	0.21	0.33	0.19	0.20	0.18	0.19	0.20	0.10
MgO	5.09	6.84	9.32	7.96	4.61	9.37	5.69	8.15	4.87	6.84	6.80
CaO	10.30	9.82	9.23	10.69	9.93	9.78	10.65	7.95	9.21	9.72	8.58
Na <sub>2</sub> O	2.10	1.52	1.90	2.12	1.64	2.32	2.86	1.90	2.44	2.60	3.44
K <sub>2</sub> O	0.43	0.39	1.69	0.79	0.70	0.94	0.96	1.30	0.86	1.16	0.66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.13	0.19	0.13	0.21	0.06	0.14	0.39	0.12	0.10	0.36
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1.58	3.32	4.14	2.37	1.94	2.06	1.50	2.14	1.57	2.17	1.83
Сумма	99.53	99.97	98.67	100.12	98.96	98.64	98.57	99.23	98.62	98.81	100.26

Таблица 1 (продолжение)

Окислы	Становой										
	нижний		верхний								
	К-128-7	М-33	К-124-8	М-99-6	М-117-м	К-122-1	М-106-г	М-23	К-134-1	К-124-11	К-125-15
SiO <sub>2</sub>	50,24	50,70	50,82	51,27	51,39	49,00	45,60	51,30	46,61	48,01	51,01
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,80	0,79	0,68	1,06	1,08	1,82	0,72	0,96	0,48	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,95	14,94	13,65	15,36	14,68	14,79	17,93	15,84	12,77	14,17	9,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	4,74	4,71	4,52	4,03	4,67	4,49	1,74	4,78	3,58	3,47
FeO	7,83	6,61	7,76	7,21	8,68	8,19	7,58	7,46	7,33	6,47	7,90
MnO	0,17	0,15	0,18	0,16	0,17	0,18	0,41	0,18	0,20	0,19	0,13
MgO	8,56	7,06	6,73	6,47	6,20	6,98	4,86	6,68	7,92	10,08	10,99
CaO	8,93	9,38	9,31	9,17	8,14	8,69	11,10	9,19	10,98	10,91	12,91
Na <sub>2</sub> O	2,68	3,52	3,36	2,96	2,70	3,56	2,86	3,48	2,24	2,00	0,90
K <sub>2</sub> O	1,06	0,62	0,92	0,88	1,31	1,32	0,59	1,06	1,20	0,74	0,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,10	0,06	0,06	0,18	0,09	0,18	0,25	0,06	0,06	0,03
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	2,63	1,41	1,50	1,46	1,58	1,41	1,60	1,79	3,51	1,81	1,96
Сумма	99,05	100,15	99,89	100,32	100,30	100,08	99,21	99,71	98,70	98,86	100,12

Таблица 1 (продолжение)

Окислы	Становой										
	верхний						дайковый				
	М-104-п	М-118	М-118-б	М-101-а	М-101-в	М-101	М-27-м	М-22-ж	М-86	М-86а	М-24-а
SiO <sub>2</sub>	52,60	57,17	58,83	66,00	66,04	66,13	46,30	46,88	48,06	48,37	48,64
TiO <sub>2</sub>	2,35	0,75	0,60	0,61	0,61	0,65	1,22	0,73	0,97	1,00	4,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,62	15,53	16,28	15,40	15,29	15,30	13,79	18,02	13,68	13,90	12,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	2,56	2,56	1,33	1,79	2,70	5,98	2,17	4,74	4,71	3,82
FeO	14,22	5,25	4,82	3,13	3,09	3,42	11,96	9,05	7,83	8,05	1,59
MnO	0,19	0,12	0,20	0,05	0,13	0,13	0,93	0,11	0,19	0,19	0,16
MgO	4,37	4,89	3,87	2,00	1,78	2,18	6,57	4,61	8,20	7,22	5,66
CaO	6,83	6,82	6,24	4,49	4,01	4,59	10,79	6,20	10,71	9,74	7,93
Na <sub>2</sub> O	1,28	3,56	4,16	3,92	4,00	3,50	1,58	2,97	2,40	2,76	2,28
K <sub>2</sub> O	0,36	0,78	0,79	1,58	1,71	1,38	0,83	1,43	0,56	0,75	4,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,24	0,14	0,14	0,19	0,17	0,26	0,18	0,08	0,09	2,29
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	2,42	-	-	-
П.п.п.	1,58	2,34	1,08	1,26	1,34	1,49	2,56	5,13	1,83	2,29	1,80
Сумма	102,11	100,13	99,70	100,15	100,14	100,41	99,90	99,96	99,42	99,21	99,62

Примечание. М-15-б, 15-д, 15-г - щелочное габбро; М-16 - эссекит (р. Горбылах). М-48-б, 19-д, 18-и - верлиты; К-32-2 - клинопироксенит; М-18-г - вебстерит; М-76 - гранатсодержащее феррогаббро; М-37-е, 18-б, 35-д, -40, 18-в, К-67-4 - гранатсодержащие габбро; К-98-4 - безгранатовые феррогаббро; М-35-з, 35-е, 35-д, 48-г, 36-м, 61, 20-в, 20, К-76-б, 61-18, 60-4, 78-1 - безгранатовые габбро; М-19-и - олигоценит; М-18-г - перидотитовый коматит; М-21-ж - пикритобазальт; М-79-г - оливиновый базальт; М-12 - субщелочной лейкобазальт; К-8-3 - гиперстенный базальт; М-77, 79-д - базальт; М-79-к, 78-и, 78-г - андезитобазальт; М-77-а, К-8-5 - трахиандезитобазальт; М-13-з - трахиандезит (все - р. Холодникан). М-105-б, 105, -105-а - пикритобазальт; М-104-п, 104-к, К-118-1, 125-15 - оливиновый базальт; М-116, 117-г, 116-б, 1166, 90-а, 105-д-к, К-121-1, 124-11 - базальт; М-101-б, 106-а, 195-д-ц, 30-б - лейкобазальт; М-117-м, 99-6, 104-г, 108, 33, К-128-7, 124-8, 134-1 - гиперстенный базальт; М-106-г, 23, К-122-1 - субщелочной базальт; М-118-б, 118 - андезит; М-101-а, 101-в, 101-к - кислые вулканы или граувакки; М-27-м, 22-ж, 86, 86-а - габбродиабазы; М-24-а - субщелочной габбро-диабаз (все - Становой хребет, рр. Тимптон-Лапра).

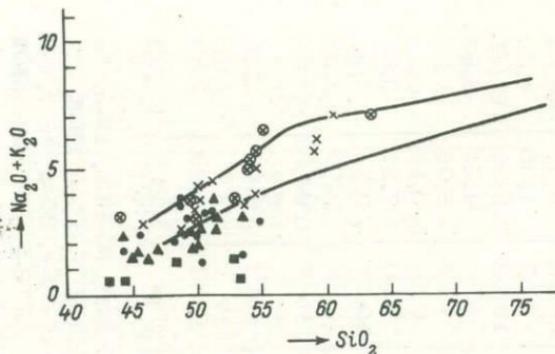


Рис. 2. Диаграмма Куно (Kuno, 1968) для пород основного состава.

Условные обозначения те же, что на рис. 4.

Наиболее ранняя деформация пород рассматриваемого комплекса ( $D_n^h$ ) привела к развитию агрегатной линейности, полосчатости и сланцеватости, имеющих автономную ориентировку в будинах гипербазитов и плагиигранито-гнейсов. Структуры выражены скоплениями амфибола, плагиоклаза, слюдистых минералов. Более поздние генерации сланцеватости, выраженные этими же минералами, обтекают или рассекают контакты будин. Следующий этап деформации ( $D_{n+1}^h$ ) привел к развитию плоскопараллельных и линейных структур в вулканогенной голще и пластовых телах амфиболитов. Складчатые формы этого этапа, однако, не наблюдались. Полосчатость толщи усиливается по мере развития сланцеватости. Первые из складок отвечают третьему этапу деформаций ( $D_{n+2}^h$ ). Они представлены сжатыми формами со сланцеватостью, параллельной осевой плоскости. Ранняя линейность огибает шарниры этих складок. В то же время местами наблюдается новообразованная линейность, представленная бугорчатостью, возникающей в результате ранней бластомилонитизации пород.

Все эти этапы деформации соответствуют времени метаморфической перекристаллизации пород, которая протекает в поле устойчивости роговой обманки, олигоклаза и цоизита, соответствующем низкотемпературной ступени амфиболитовой фации. Более конкретная оценка P-T условий может быть произведена по паре гранат-амфибол, обнаруженной в чульманском комплексе (табл. 2, К-395-1). Для этой пары анализов отмечается сравнительно высокий  $K_{Gr-Am}^{Gr-Am}$  и низкий  $K_{Mg}^{Gr-Am}$ , что определяет  $T=600-650^\circ$ ,  $P \sim 7$  кбар (Термо- и барометрия..., 1977). Режим прогрессивного метаморфизма соответствовал, таким образом, умеренному геотермическому градиенту и отвечал переходу от кианит-силлиманитового к андалузит-силлиманитовому типу.

Т а б л и ц а 2

Анализы минералов пород комплексов Алданского массива и Становой складчатой области

Оксиды	Зверевский										
	Холодниканские гольцы										
	К-82-2	К-300-2			К-20-1	К-67-4			М-27-М		
	Срх	Bt	Gr	Am	Gr	Срх	Орх	Am	Gr	Am	Gr
SiO <sub>2</sub>	50.46	37.34	37.90	43.00	37.20	51.06	49.76	41.84	37.40	41.22	37.66
TiO <sub>2</sub>	0.30	2.93	0.29	2.42	0.06	0.22	0.13	2.45	0.06	0.66	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.01	15.70	22.24	13.14	21.90	2.28	1.48	12.40	21.35	12.77	21.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.01	0.79	0.40	0.89	0.69	0.30	0.60	2.01	0.60	5.81	0.80
FeO	7.76	15.16	24.83	11.35	28.14	12.37	30.14	15.70	26.34	14.44	23.28
MnO	0.38	0.20	2.55	0.18	1.88	0.32	0.66	0.18	2.86	0.64	6.32
MgO	12.39	14.40	5.70	12.29	3.60	12.09	15.32	8.93	4.11	8.22	4.09
CaO	21.62	0.56	6.30	11.59	6.86	20.46	0.55	10.84	6.66	10.40	6.42
Na <sub>2</sub> O	0.68	0.32	-	1.47	-	0.26	-	1.30	-	1.87	-
K <sub>2</sub> O	0.07	8.38	-	1.52	-	0.06	-	1.82	-	1.27	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
С	-	0.19	-	0.09	-	-	0.06	0.24	-	0.63	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	3.40	-	2.30	-	-	0.65	2.25	-	2.05	-
Сумма	99.68	99.37	100.21	100.24	100.33	99.42	99.35	99.96	99.38	99.98	99.78

П р и м е ч а н и е. Суммарное железо в Мц 2066 приведено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. К-82-2 - серый тоналитовый гнейс, фундамент холодниканского вулканогенного комплекса; К-300-2 - биотитсодержащий гранатовый амфиболит; К-20-1, 300-2, М-27-М - гранатовый амфиболит; К-67-4, 98-М, М-35-Л - метаморфизованное лейкогаббро (все - басс. р. Хо-

Таблица 2 (продолжение)

Окислы	Зверевский										
	Холодниканские гольцы							Кряж Зверева			
	М-35-л		М-35-л		К-98-5			Д-6113-3			
	Am	Gr	Срх	Орх	Gr	Am	Орх	Am	Gr	Орх	Срх
SiO <sub>2</sub>	41.98	38.70	51.48	51.90	37.70	37.50	49.90	39.92	37.94	50.06	50.00
TiO <sub>2</sub>	1.75	0.07	0.25	0.08	0.05	2.00	0.10	2.68	0.10	0.10	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.61	21.82	3.48	2.00	20.75	12.97	1.63	12.85	21.13	2.72	4.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	-	0.80	-	0.70	4.41	0.60	2.94	1.40	1.50	1.50
FeO	12.46	24.36	8.68	24.89	28.06	19.47	31.58	14.58	25.75	27.34	10.74
MnO	0.12	1.13	0.22	0.36	2.17	0.10	0.55	0.14	1.92	0.45	0.26
MgO	12.36	7.12	13.83	20.21	3.90	5.78	14.71	9.93	4.91	16.94	9.81
CaO	10.84	6.38	20.52	0.33	6.00	10.70	0.45	10.84	6.97	0.55	20.82
Na <sub>2</sub> O	2.26	-	0.42	-	-	1.73	-	1.98	-	-	0.50
K <sub>2</sub> O	0.82	-	0.07	-	-	1.93	-	2.85	-	-	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	0.02	-	-	-	-	0.05	-	0.12	-	-	-
F	-	-	-	-	-	0.11	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.55	-	-	-	-	1.40	-	1.50	-	0.55	1.30
Сумма	99.57	99.58	99.75	99.77	99.33	98.10	99.52	100.33	100.12	100.21	99.31

лодникан); Д-6113-3 - амфибол-гранат-двупироксеновый основной кристаллический сланец (кряж Зверева); К-395-1 - гранатовый амфиболит (басс. р. Пр. Чульман); М-105, 116-б - гранатовый амфиболит; М-6 - гранат-амфибол-биотитовый

Таблица 2 (продолжение)

Окислы	Чульманский		Становой										
			нижний				верхний						
	К-395-1		М-105		М-116-б		М-6			С-2066			С-2034-п
	Gr	Am	Am	Gr	Am	Gr	Gr	Am	Bt	Gr	Bt	Mu	Gr
SiO <sub>2</sub>	37.08	44.66	40.50	37.54	41.78	38.12	37.14	39.56	35.46	37.74	35.58	45.88	38.40
TiO <sub>2</sub>	0.43	1.00	0.86	0.07	0.90	0.44	0.08	0.86	2.45	не обн.	2.68	0.92	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.54	11.75	13.10	20.64	13.09	20.36	19.61	13.34	15.77	21.71	19.93	33.38	21.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	1.79	6.42	1.00	5.01	0.70	2.80	6.62	3.01	не обн.	0.10	2.96	0.10
FeO	17.33	13.93	15.70	22.01	14.98	22.10	24.49	15.70	19.31	30.86	18.68	не обн.	17.86
MnO	9.52	0.69	0.46	4.93	0.33	4.32	3.51	0.23	0.18	2.06	0.07	не обн.	4.78
MgO	2.28	10.68	6.94	1.42	8.78	2.13	1.83	7.30	10.14	4.40	9.61	1.06	4.92
CaO	10.80	11.02	10.85	12.01	10.63	11.33	10.07	10.40	0.11	2.78	не обн.	0.23	10.88
Na <sub>2</sub> O	-	1.30	1.55	-	1.78	-	-	1.63	0.14	-	0.19	0.63	-
K <sub>2</sub> O	-	0.48	1.28	-	0.55	-	-	1.75	8.60	-	9.45	10.30	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.14	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41	-	0.10	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	2.00	2.25	-	2.00	-	-	2.30	4.30	-	3.70	-	-
Сумма	99.77	99.30	99.91	99.62	99.83	99.50	99.53	99.71	99.84	99.55	100.05	99.78	99.20

сланец; С-2066 - гранат-биотито-мусковит-кианит-кварцевый гнейс; С-2034-п - гранат-амфибол-клинопироксеновый сланец (все - Становой хребет). Использованы химические анализы, выполненные по образцам автора (М), Н.Н. Красникова (К), А.П. Семенова (С), В.Л. Дука (Д).

Ранние структурно-метаморфические процессы привели к линзовидно-прерывистой тонкополосчатой текстуре, общая структура монотонально падает на запад-юго-запад. Она рассекается мелкими интрузиями и дайками, имеющими андезитовый и трахиандезитовый состав и разделяющими ранние и поздние процессы. Совместно с толщей эти тела участвуют в последующих преобразованиях, не испытывая, однако, при этом сквозной переработки. Они начинаются полевошпатовой пропиткой пород с появлений неоднородных по текстуре скоплений кислого плагиоклаза, среди которого сохраняются зерна или мелкие обособления сине-зеленого и светлого амфибола, цоизита и слюд. Такая фельдшпатизация приурочена либо к уже сформированным плоскостным структурам вулканогенной толщи, либо развиваются в виде сети жил, пятен, агматитовых брекчий по ортопородам, не испытавшим предварительного рассланцевания. Морфология структур, контролирующих фельдшпатизацию, свидетельствует о жестком состоянии пород на этой стадии преобразований.

Однако уже последующая деформация ( $D_{n+3}^h$ ) приводит к развитию кристаллизационной сланцеватости, свидетельствуя о переходе пород к более пластичному состоянию. В тех случаях, когда эта генерация сланцеватости устанавливается отчетливо, она имеет крутое залегание, первоначально близкое к субмеридиональному или почти северо-западному направлению. В региональном плане зоны наиболее интенсивного рассланцевания данного этапа деформации характеризуются повышенной проницаемостью для мелко- и среднезернистых слабополосчатых розовых аплитовидных гранитов натриевого ряда. Наиболее мощные зоны таких аплитовидов отмечены вдоль северо-восточной и юго-западной границ холодниканского комплекса (рис. 1). Их становление завершается повсеместным рассланцеванием и бластомилонитизацией всех пород комплекса, возникающих в ходе формирования горизонтальных складчатых форм ( $D_{n+4}^h$ ), раскрывающихся в юго-западном направлении. Сланцеватость данного этапа является самой поздней плоскостной структурой. Первоначально она развивается в условиях устойчивости биотита и мусковита, а в дальнейшем контролирует хлоритизацию пород.

С деформациями, завершающими структурное развитие холодниканского комплекса, связана система крутых открытых складок северо-западного ( $D_{n+5}^h$ ) и северо-восточного простирания, которые переориентировали все ранее существующие структурные ( $D_{n+6}^h$ ) элементы.

Зверевский комплекс распространен к юго-западу от холодниканского. Отделен от него 4-5-километровой зоной повышенной тектонической активности и западной разновозрастными интрузиями начиная от наиболее древних габброидов, диорито-гнейсов, гранитоидов и кончая наиболее поздними телами порфиритов среднего состава. Супракрустальные породы сохраняются здесь лишь в виде горизонта, хорошо трассируемого благодаря выходам кварцитов с телами амфиболитов (рис. 1). Детальное исследование этого горизонта показало, что он сам представляет брекчированную полосу, где кварциты находятся в тектонических соотношениях с по-

родами различного генезиса и состава — тоналито-гнейсами, гипербазиитами, габброидами, плагиоклазитами, основными и глиноземистыми кристаллическими сланцами. К достоверным супракрусталльным толщам в пределах изученного участка можно отнести лишь глиноземистые гнейсы и подчиненные им прослои амфиболовых и пироксеновых сланцев, развитые в западной части Холодниканских гольцов и петель р. Иенгра. Толщи представлены здесь чередованием биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, часто содержащих кордиерит и силлиманит. Отмечаются небольшие тела и будины гранат-двопироксен-амфиболовых сланцев. Некоторые анализы минералов приведены в табл. 2. Парагенезисы этой высокоглиноземистой толщи относятся к гранулитовой фации и сформировались при  $T=850^{\circ}$  и  $P=8$  кбар. Процессы анатексиса в ходе метаморфизма привели к широкому развитию гранатовых лейкократовых плагиогранитов. Они насыщают глиноземистую толщу вдоль субмеридионально ориентированных поверхностей напластования и сланцеватости, отражающей, по-видимому, ранний этап деформации ( $D_{n+1}$ ). На эти плоскостные структуры наложены крутые сжатые складки субширотного или северо-восточного простирания ( $D_{n+2}$ ). С развитием сланцеватости параллельной осевой плоскости складок сопряжены бластомилонитизация и регрессивная перекристаллизация пород в условиях неопределенной по давлению амфиболитовой фации. Гранат и кордиерит замещаются слюдами, пироксены — роговой обманкой.

Следующий этап преобразований связан с появлением плагиогранитной лейкосомы, которая наблюдается в виде сети жил и неправильных пятен, использующих уже готовые структурные формы. В результате складчатый узор субстрата оказывается в значительной степени затушеванным. Следует подчеркнуть, что в районе петель р. Иенгры, среди субстрата пятнистых мигматитов наряду с глиноземистыми породами присутствуют однородные ортогнейсы среднего состава.

Новообразованные мигматиты подвергаются складчатой деформации с образованием крутых складок северо-западного простирания и сланцеватостью, параллельной осевой плоскости. С этой сланцеватостью сопряжены бластомилонитизация и низкотемпературная перекристаллизация. Последняя возобновлялась неоднократно, в частности после внедрения мелких интрузий аплитовидных гранитоидов, которые здесь контролируются субмеридиональными направлениями, заложеными на этапе  $D_{n+3}$ . Самые поздние деформации появились в виде наложенного крутого кливажа устойчивого северо-восточного простирания.

Более сложная последовательность событий характеризует зону сочленения холодниканского и зверевского комплексов. Отличительной особенностью этой зоны является широкое развитие здесь габброидов, которые в процессе метаморфизма превращены в основные кристаллические сланцы. Габброиды прорывают серые тоналитовые гнейсы, содержащие будины гипербазитов. Гнейсы представляют собой плотные однородные кварц-полевошпатовые породы с кислым плагиоклазом и небольшим содержанием темноцветных, в частности

диопсида. Наблюдаются следы анатексиса в виде жил и зон более крупнозернистого плагиогранита. В контакте с габброидами интенсивность дифференциации исходного вещества гнейсов резко возрастает. Появляются жилы крупнозернистых гранатовых плагиогранитов, а порода превращается в типичный мигматит. В гнейсах наблюдались мелкие северо-западные складки, предшествующие этой мигматизации и деформирующие тонкую полосчатость тоналитов. Эти структуры являются первыми из устанавливаемых домигматитовых складчатых форм и сопоставимы по времени формирования ранней сланцеватости пород зверевского комплекса ( $D_{n+1}^z$ ). С наиболее ранними деформациями рассматриваемой зоны связаны такие реликты автономно ориентированных складок в горизонтах кварцитов, в то время как контакты этих горизонтов с тоналитовыми гнейсами и прорывающими их габброидами тектонические и были сформированы в ходе последующего этапа деформаций  $D_{n+2}^z$ , отделенного от  $D_{n+1}^z$  событиями, связанными с внедрением габброидов.

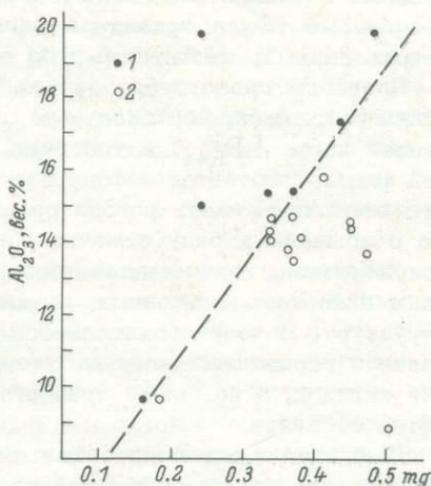
Комплекс габброидов и близких им по времени других магматических пород включает полосчатые габбро, варьирующие по составу от лейкократовых разностей до меланократовых. На участках хорошей сохранности первичной расслоенности среди пироксенов и базальтической роговой обманки присутствует инвертированный пикнонит. Текстура и структура пород свидетельствуют о принадлежности всех этих минералов к магматической стадии кристаллизации. Первые признаки перекристаллизации сопровождаются исчезновением одного из пироксенов, развитием крупнозернистой бурой роговой обманки и в ряде случаев появлением единичного граната. Наиболее интенсивный рост граната отмечается в зонах последующего развития зеленой и сине-зеленой роговой обманки, окварцевания и сульфидной минерализации. Такие зоны, в частности, формируются на контактах габброидов с тоналитовыми гнейсами.

В целом для габброидов характерно повышенное содержание глинозема (от 13 до 20 вес.%), железа и в ряде случаев  $Na_2O$  (до 3 вес.%). На диаграмме Куно (Куно, 1968) все они тяготеют к полю высокоглиноземистых составов (рис. 2).

Первое появление граната приурочено к прослоям, по составу близким к феррогаббро. Однако гранат может развиваться и в более магнезиальных разностях, отличающихся в этом случае повышенной глиноземистостью. Соотношение в содержании  $Al_2O_3$  и  $FeO$  является определяющим фактором состава при гранатизации пород в ходе их остывания (рис. 3).

В табл. 2 приведены анализы минералов из габброидов и их метаморфизованных разностей. Распределение компонентов в случае равновесия минералов указывает, что появление граната в габброидах имеет место в интервале температур 750–800 °C при  $P=7-8$  кбар (Термо- и барометрия..., 1977), т.е. при тех же параметрах, что и образование гранулитовых парагенезисов в глиноземистых породах зверевского комплекса. Однако весь ход кристаллизации минералов в габброидах указывает на регрессивную направленность в изменении температуры, а сохранность инвертиро-

Рис. 3. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $mg$  для гранатовых (1) и безгранатовых (2) разновидностей габброидов ( $m = \frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ ).



ванного пижонита — на значительную скорость этого изменения. Действительно, уже к следующему этапу деформации все породы были выведены из высокотемпературного режима. Предварительно они испытали интенсивную фельдшпатизацию основных пород, близкую по времени

к гранатовым мигматитам по кислым гнейсам, внедрение плагиоклазитов и чарнокитоидов, процессы кислотного выщелачивания с образованием вторичных гранат-силлиманитовых кварцитов.

Все эти процессы наиболее высокотемпературного этапа преобразования пород, сопряженные с внедрением и остыванием габброидов, завершаются этапом складкообразования ( $D_{n+2}^Z$ ) с развитием соответствующей генерации плоскопараллельных структур, движения вдоль которых сопровождалась бластомилонитизацией пород, их брекчированием в макромасштабе и тектоническим перемешиванием. Именно к этому этапу приурочено формирование горизонта, трассируемого выходами кварцитов и зажатого между блоками метаморфизованных и гранитизированных габброидов (рис. 1). В первичных соотношениях кварциты наблюдаются лишь с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов и некоторыми пластовыми телами основных пород. С тоналитами и породами габброидного комплекса контакты повсеместно тектонические. Структурные направления этапа  $D_{n+2}^Z$  — субширотные или северо-восточные, шарниры складок крутые. Минералообразование отвечает температурному режиму, переходному от гранулитовой к амфиболитовой фации вблизи линии инверсии силлиманит-кианит.

Сланцеватость, сформированная на этапе  $D_{n+2}^Z$ , пересекается дайками пород андезитового, реже трахиандезитового состава. Дайки участвуют в последующих дислокациях и метаморфизме, которые являются сквозными и существенно перерабатывают зверевский комплекс на участке его сочленения с породами холодниканского комплекса. Для этого метаморфизма характерно широкое проявление процессов гранитообразования. С его наиболее ранними стадиями связано развитие послонных мигматитов, плагиогранитная лейкосома которых имеет характерную мелкопятнистую текстуру, обусловленную скоплениями слюды и эпидота. Полосчатость мигматитов деформирована крутыми субмеридиональными складками ( $D_{n+3}^Z$ ), которые отделяют процесс мигматизации от времени становления

розовых лейкократовых аплитоидных гранитов. Зоны максимальной проницаемости для гранитной магмы контролируются структурными направлениями, заложенными на этапе  $D_{n+3}^Z$ .

Процессы гранитообразования завершаются развитием горизонтальных складок, вертикальным расплющиванием и бластомилонитизацией пород ( $D_{n+4}^Z$ ) в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации. Этот этап деформации захватывает преимущественно юго-восточную часть района развития пород зверевского комплекса. По отношению к ряду лежащих складок плоскостные и линейные ориентировки, возникающие здесь при бластомилонитизации, выступают явно как наложенные, искажающие и разрушающие раннюю структуру. В ходе вертикального расплющивания и бластомилонитизации к горизонтальному положению приводятся различные генерации складок, а комплекс приобретает типичное изоклиально-чешуйчатое строение.

Движения вдоль горизонтальных плоскостей возобновлялись неоднократно, что дало большой спектр рассеивания линейных ориентировок. Эти движения прерывались внедрением серии даек толеитового состава и тоналитов, насыщающих зверевский комплекс на участке, захваченном вертикальным расплющиванием. Дайки под небольшими углами срезают изоклиально-чешуйчатую структуру и сами подвергаются метаморфизму и рассланцеванию параллельно контактам даек, а следовательно, близкому к ориентировке плоскостей бластомилонитизации. Условия метаморфизма толеитовых даек оцениваются на основе равновесия гранат-амфибол (табл. 2). Значения коэффициентов  $K_{Ca}^{Gr-Am}$  и  $K_{Mg}^{Gr-Am}$  определяют  $T \approx 650^\circ$  и  $P \approx 8$  кбар (Термо- и барометрия..., 1977). Эти параметры режима метаморфизма даек, так же как и их состав, соответствуют характеристикам, свойственным породам нижнестанового комплекса.

Если такое сопоставление корректно, то можно выделить совокупность наложенных процессов, связанных с тектогенезом станового времени. Сюда прежде всего относятся повторное рассланцевание и бластомилонитизация всех пород зверевского комплекса ( $D_{n+5}^Z$ ) вдоль плоскостных структур, завершающих деформацию  $D_{n+4}^Z$ . Агрегатная линейность по слюдам и биотитам, возникающая на новом этапе рассланцевания, не совпадает с шарнирами лежащих складок этапа  $D_{n+4}^Z$  и погружается на юго-восток  $130-140^\circ$ . К этому же положению по мере усиления рассланцевания стремится и древняя линейность, выраженная осями складок. Указанное направление, таким образом, отвечает ориентировке оси максимального перемещения вещества ( $\alpha_{кин}$ ) на одном из этапов возобновившегося пологого рассланцевания. Характерно, что спектр ориентировок пологих складчатых форм, развитых в смежной с юга становой зоне, имеет максимум в области ЮЗ  $220^\circ$  (при падении осевой плоскости на юго-запад  $230-250^\circ$ ,  $\angle 40-50^\circ$ ) и расположен под прямым углом к реконструируемой оси  $\alpha_{кин}$ . Это позволяет коррелировать деформацию  $D_{n+5}^Z$  с этапом формирования пологих складок, выступающих в качестве структур второй генерации в нижнестановом комплексе (см. ниже).

К процессам станового времени, завершающим развитие зверевско́го комплекса, относятся этапы формирования открытых северо-западных ( $D_{n+6}^z$ ), северо-восточных ( $D_{n+7}^z$ ) и еще одной генерации горизонтальных складок ( $D_{n+8}^z$ ). Последние наблюдаются локально и лишь там, где при  $D_{n+6}^z$  и  $D_{n+7}^z$  плоскость бластомилонитизации заняла относительно крутое положение. В зоне сочленения с породами становой серии после имело место становление небольших тел двуполевошпатовых гранитов, коррелируемых с группой позднестановых гранитоидов.

Горбыляхский комплекс исследовался в пределах узкой полосы, прилегающей с северо-востока к холодниканскому и отделенной от него мощной зоной бластомилонитов по фельдшпатизированным кварцитам, основным породам, мигматитам, гранитоидам и интрузиям щелочного состава.

Комплекс представлен кварцитами с пластовыми и секущими телами пород основного состава, мелкими интрузиями, диоритов, сиенито-диоритов, граносиенитов и гранитов. Наиболее раннюю ассоциацию пород, подвергающихся высокотемпературному метаморфизму в режиме гранулитовой фации, представляет толща кварцитов с пластовыми телами основных пород (кристаллических сланцев). Кварциты повсеместно фельдшпатизированы. Отдельные прослои содержат амфибол, реже силлиманит и гранат. Основные кристаллосланцы содержат лабрадор, гиперстен, клинопироксен, бурый амфибол. Эти минералы встречены исключительно в массивных разностях и по мере рассланцевания пород замещаются ассоциацией зеленого амфибола и андезина. Состав соответствует щелочным габбро и иногда приближается к эссекситам (табл. 1).

В кварцитах присутствуют небольшие тела и будины эндербитогнейсов. Контакты этих тел тектонизированы, а внутренняя структура ориентирована независимо по отношению к наиболее древним структурным направлениям кварцито-амфиболитовой толщи. Эндербитогнейсы, по-видимому, характеризуют инфраструктуру комплекса и могут рассматриваться в качестве древнейших образований аналогично тоналито-гнейсам и гипербазитам для двух выше рассмотренных комплексов.

К ранним процессам структурно-метаморфической переработки горбыляхского комплекса относятся деформации ( $D_{n+1}^g$ ), обусловившие северо-западное направление слоистости и метаморфизм кварцито-амфиболитовой толщи. Ассоциация двух пироксенов, амфибола, плагиоклаза и кварца в основных кристаллических сланцах (если эти минералы не являются реликтами магматической стадии кристаллизации породы) указывает на режим гранулитов алданской фации глубинности (Гранулитовая фация...; 1972).

Для этого этапа характерны повсеместно проявленная фельдшпатизация кварцитов и образование послынных сиенит- и граносиенит-мигматитов по основным кристаллосланцам. Состав лейкосомы таких мигматитов, включающий пертитовый калиевый полевой шпат, клинопироксен и амфибол, указывает на высокотемпературный характер гранитизации и условия повышенной активности щелочей.

Высокотемпературные парагенезисы интенсивно переработаны в режиме амфиболитовой фации одновременно с образованием крутых субширотных складок и рассланцевания ( $D_{n+2}^g$ ). Эти процессы отделены от этапа  $D_{n+1}^g$  внедрением даек основных пород, секущих в различном направлении слоистость и раннюю сланцеватость кварцито-амфиболитовой толщи. Ряд даек контролируется структурными направлениями этапа  $D_{n+2}^g$ , подвергается метаморфизму и рассланцеванию, которое завершает данный этап деформации и является наиболее поздней плоскопараллельной структурой сквозного развития.

Все более поздние деформации искажают первоначальную ориентировку ранних структур, приводят к локальному развитию зон сланцеватости и бластомилонитизации пород комплекса, не перерабатывая его целиком. Эти же зоны контролируют проявление наложенных эндогенных процессов. К таким процессам относятся в первую очередь образование относительно открытых субмеридиональных складок ( $D_{n+3}^g$ ) и близкое им по времени становление многочисленных даек и небольших тел диоритов, сиенито-диоритов, а позднее лейкократовых гранитов, граносиенитов и сиенитов. Минеральные ассоциации и структура этих пород соответствуют амфиболитовой фации. Плоскопараллельные текстуры интрузивных тел целиком определяются направлением их контактов. Структурно-метаморфические парагенезисы в супракrustальных породах, соответствующие по времени формированию интрузий, не устанавливаются. Все эти признаки позволяют рассматривать процессы, синхронные с  $D_{n+3}$ , как плутоно-тектоническую активизацию стабилизированной структуры.

Следующий этап деформации  $D_{n+4}$  связан с развитием открытых складчатых форм с горизонтальной осевой плоскостью, параллельно которой развивается полого ориентированный кливаж. Локально, вдоль поверхности такого кливажа, отмечаются интенсивные движения и бластомилонитизация в низкотемпературных режимах. К зонам пологого рассланцевания приурочены поздние дайки сиенитов.

Структурное развитие горбыляжского комплекса заканчивается формированием открытых складок северо-западного ( $D_{n+5}^g$ ) и северо-восточного ( $D_{n+6}^g$ ) направления. В ходе завершающей деформации северо-западные складки могут приобретать субмеридиональную и субширотную ориентировку.

Несмотря на резко гетерогенный характер трех рассматриваемых комплексов относительно последовательности процессов и их особенностей, мы попытались скоррелировать отдельные этапы эндогенной эволюции (табл. 3). При этом для обоснования реперных уровней корреляции использовались две группы критериев: 1) наличие процессов со сквозным характером развития (характерные сочетания структурных форм, проявления специфического магматизма и т.д.); 2) совокупность признаков, указывающих на перерывы эндогенной активности и границы эндогенных циклов (Кратц и др., 1981). К критериям первой группы относятся характерные сочетания структурных форм поздних этапов развития, предшествующая им деформация вертикального расплющивания, завершающая про-

явление гранитоидного магматизма, субмеридиональные структуры, контролирующие этот магматизм, проявления дайкового магматизма среднего и основного состава. К критериям второй группы относятся структурные признаки потери пластичности пород между этапами  $D_{n+2}$  и  $D_{n+3}$  и после проявления деформаций  $D_{n+4}$ .

Корреляция процессов, проведенная в табл. 3, достигнута при одновременном использовании критериев обеих групп. При этом выделяются три цикла эндогенной активности. Главные процессы, отразившие петрогенетическую специализацию комплексов, относятся к раннему (зверевскому) циклу. Субширотные структуры конца этого цикла коррелируются со складками, завершающими гранулитовый метаморфизм на хр. Зверева (Кратц и др., 1981), а те в свою очередь — с главными картируемыми складчатými структурами Алданского массива (Дук, 1977).

Относительно процессов второго цикла отмечается резко гетерогенное поведение комплексов. Наиболее значительную переработку испытывают холодниканский и отчасти зверевский комплексы, в то время как горбылахский характеризуется относительной стабильностью. Цикл отличается широким проявлением среднего, кислого и щелочного магматизма, свойственного формированию унгринского ортокомплекса. Третий цикл наиболее интенсивно проявляется в зоне контакта холодниканского и зверевского комплексов, особенно на участке сочленения последнего с породами становой серии. Структурные, петрогенетические и петрохимические данные позволяют коррелировать его с тектоническими процессами станового времени.

Таким образом, с течением времени эндогенная активность смещается в южном направлении, от наиболее стабильных тектонических режимов, характерных для комплекса с его щелочной петрохимической специализацией процессов. Наиболее мобильной структурой, длительное развитие которой сопряжено с формированием глиноземистых и базальтовых магм пород толеитовой серии, а также проявлением наиболее низкоградиентных режимов метаморфизма, оказывается зона сочленения относительно мафического вулканогенного (холодниканского) комплекса и зверевского комплекса, представленного в рассматриваемом районе терригенными толщами. Эта же зона сохраняет свою повышенную тектоническую активность в период станового орогенеза.

Эндогенная эволюция станового времени характеризуется в целом единым режимом глубинного петрогенезиса фации альмандиновых амфиболитов, в условиях которой протекают полистадийные процессы деформации, метаморфизма и гранитообразования. Наряду с этим отдельные разрезы пород становой серии, отличающиеся прежде всего своими формационными особенностями, имеют различный характер эндогенных преобразований. На этом основании становая серия в пределах рассматриваемого участка расчленяется на два комплекса, условно названных ранне- и позднестановым. В табл. 4 показаны последовательность деформаций и гранитообразования в обоих комплексах, а также результат корреляции этих процессов.

Таблица 3

Последовательность и корреляция эндогенных процессов в структурно-веществен

Циклы эндогенной активности	Холодниканский			
	деформации	метаморфизм	магматизм	деформации
III (становой)	$D_{n+6}$ Система открытых крутых СЗ и СВ складок $D_{n+5}$			$D_{n+8}$ - открытые складки с горизонтальной О.П.
				$D_{n+7}$ Система открытых крутых СЗ и СВ складок $D_{n+6}$
II (унгринский ?)	$D_{n+4}$ - вертикальное рас- плющивание и образование пологой сланцеватости	Зеленосланцевая фация и фация эпидотовых амфиболитов	Аплитовидные граниты N $\alpha$ -ряда	$D_{n+4}$ - вертикальное рас- плющивание и образование изоклинально-чешуйчатой горизонтальной структуры
	$D_{n+3}$ - субмеридиональная, локально проявленная сланцеватость	Низкотемпературная амфиболитовая, или фация эпидотовых амфиболитов	Фельдшпатизация и плагиогранитная пропитка	$D_{n+3}$ - субмеридиональные крутые складки с различной степенью сжатия
			Дайки среднего состава	
I (зверевский)	$D_{n+2}$ - сжатые складки с S O.П.	Низкотемпературная амфиболитовая фация умеренного давления, T $\approx$ 600 °C, P $\approx$ 7 кбар	Дайки и мелкие тела основных пород	$D_{n+2}$ - крутые складки субширотного или СВ направления, зоны брекчирования пород
	$D_{n+1}$ - образование сланцеватости и линейности			$D_{n+1}$ - крутые СЗ относительно открытые складки
	$D_n$ - деформации и другие процессы, связанные с формированием гипербазитов и плагиогранито-гнейсов			$D_n$ - деформация и образование тоналитов с ними гипербазитов

ных комплексах южной окраины Алданского массива

	Зверевский		Горбылахский				
	метаморфизм	магматизм	деформации	метаморфизм	магматизм		
III (становой)		Позднестановые граниты Дайки толеитов и тоналитов	$D_{n+6}$ Система крутых открытых СЗ и СВ складок $D_{n+5}$				
						Фация алмаздиновых амфиболитов, T $\approx$ 650 °C, P $\approx$ 8 кбар	
II (унгринский ?)			$D_{n+4}$ - относительно открытые лежащие складки и локальное горизонтальное рассеивание	Локальная низкотемпературная перекристаллизация эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации	Граносиениты и сиениты, лейкократовые граниты		
	Низкотемпературная амфиболитовая или эпидот-амфиболитовая фация	Мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты нормального ряда Полосчатые мигматиты					
	Высокотемпературная амфиболитовая фация		$D_{n+3}$ - субмеридиональные или СЗ относительно открытые складки		Сиенито-диориты		
I (зверевский)		Дайки среднего состава			Дайки среднего состава		
	Высокотемпературная амфиболитовая фация, переходная к гранулитовой		$D_{n+2}$ - крутые складки субширотного или СВ направления, локальное рассланцевание	Амфиболитовая фация			
		Комплекс габброидов и сопряженных плагиоклазитов и чарнокитов			Дайки основных пород		
	Гранулитовая фация повышенного давления, T 800-850 °C P 8 кбар		$D_{n+1}$ - крутые складки СЗ простираения	Гранулитовая (или переходная к амфиболитовой) фация	Сиенит-мигматиты		
	другие процессы, связанные с товыми гнейсов и сопряженных		$D_n$ - деформации и другие процессы, связанные с образованием эндебито-гнейсов				

Т а б л и ц а 4

Последовательность и корреляция эндогенных процессов в различных комплексах пород становой серии

Этапы деформации	Этапы гранитообразования	Этапы деформации	Этапы гранитообразования
раннестановой комплекс		позднестановой комплекс	
<p><math>D_7</math> - открытые СВ складки</p> <p><math>D_6</math> - субмеридиональные и СЗ складки</p> <p><math>D_5</math> - бластомилонитизация вдоль существующих плоскостных направлений</p>	<p><math>\mathcal{J}_9</math> - жилы и тела лейкократовых калиевых, часто пегматоидных гранитов</p> <p><math>\mathcal{J}_8</math> - перекристаллизация ранних гранитов и К-порфиробластез</p> <p><math>\mathcal{J}_7</math> - жилы крупнозернистого плагиогранита и сопряженные с ним зоны плагиоклазового порфиробластеза</p>	<p><math>D_8</math> - открытые формы, горизонтальный кливаж О.П.</p> <p><math>D_7</math> - открытые СВ складки</p> <p><math>D_6</math> - субмеридиональные и СЗ складки</p> <p><math>D_5</math> - бластомилонитизация вдоль существующих плоскостных направлений</p>	<p><math>\mathcal{J}_7</math> - секущие жилы пегматоидных гранитов</p> <p><math>\mathcal{J}_6</math> - интенсивный К-порфиробластез</p> <p><math>\mathcal{J}_5</math> - мелкие тела и грубопослойные, инъекционные мигматиты, крупнозернистые лейкократовые плагиограниты</p>
<p><math>D_4</math> - преимущественные движения преимущественно вдоль пологоориентированных плоскостей</p>	<p><math>\mathcal{J}_6</math> - интрузии и жилы позднестановых гранитов</p> <p><math>\mathcal{J}_5</math> - явления синскладчатого анатексиса</p>	<p><math>D_4</math> - складки с горизонтальной О.П. и локально проявленной сланцеватостью</p>	<p><math>\mathcal{J}_4</math> - жилы мелкозернистых плагиогранитов</p> <p><math>\mathcal{J}_3</math> - явления синскладчатого анатексиса</p>
<p><math>D_3</math> - на юге - локальные крутые складки, сжатые до изоклиналиных, на севере - возобновление движений и бластомилонитизации вдоль горизонтальной сланцеватости</p>		<p><math>D_3</math> - складки, сжатые до изоклиналиных, с первоначальной крутой О.П.</p>	

Таблица 4 (продолжение)

Этапы деформации	Этапы гранитообразования	Этапы деформации	Этапы гранитообразования
раннестановой комплекс		позднестановой комплекс	
<p><math>D_2</math> - сквозное развитие изоклинальных складок с горизонтальной О.П.</p> <p><math>D_1</math> - сжатые складки, сланцеватость О.П.</p>	<p><math>\gamma_4</math> - жилы и линзы гранатовых аплитов и полупегматитовых плагиогранитов</p> <p><math>\gamma_3</math> - интрузивные тела тоналито-гнейсов (раннестановые граниты)</p> <p><math>\gamma_2</math> - тонкие послойные мигматиты</p> <p><math>\gamma_1</math> - теневые плагиогранито-гнейсы</p> <p>Догранитный метаморфизм (<math>T=650^\circ\text{C}</math>, <math>P=8</math> кбар)</p>	<p><math>D_2</math> - малые складчатые формы (устанавливаются в единичных случаях)</p> <p><math>D_1</math> - ранняя сланцеватость, складчатые формы не установлены</p>	<p><math>\gamma_2</math> - тонкие послойные мигматиты</p> <p><math>\gamma_1</math> - послойные и секущие зоны плагиогранито-гнейсов</p> <p>Догранитный метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов</p>

Раннестановой комплекс представлен полимигматитами, в субстрате которых широко развиты породы толеитовой серии, дающие переходы к феррогаббровому ряду (рис. 4). В меньшей мере распространены породы плагиогранитной серии, появляющиеся здесь в результате гранитизации ( $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ ) и последующего магматизма  $\gamma_3$ . Ранняя гранитизация отделена от стадии догранитного метаморфизма ( $T=650^\circ\text{C}$ ,  $P=8$  кбар) первым из устанавливаемых этапов деформации. Структурный план раннестанового комплекса на участке его сочленения со зверевским определяется следующим этапом деформации ( $D_2$ ), с развитием лежащих изоклинальных складок, разделяющих время образования плагиогранито-гнейсов и внедрение жил тоналитов вдоль осевых плоскостей лежащих складок. Все последующие синметаморфические деформации проявляются в виде возобновляющихся движений и перекристаллизации пород вдоль системы горизонтально залегающей сланцеватости и редко приводят к возникновению складчатых форм. Именно при деформации  $D_2$  ранние линейные структуры зверевского комплекса стремятся к положению  $\alpha_{\text{кин}} = \text{ЮВ } 130-140^\circ$ , т.е. расположиться под прямым углом к среднестатистической ориентировке осей складок рассматриваемого этапа. Это является структурным критерием для корреляции этапа  $D_2^Z$  с раннестановыми процессами деформации и метаморфизма. В результате этих процессов дайки, рвущие зверевский комплекс и имеющие толеитовую специализацию (аналогично основным породам раннестанового комплекса (рис. 4)), подвергаются догранитному ме-

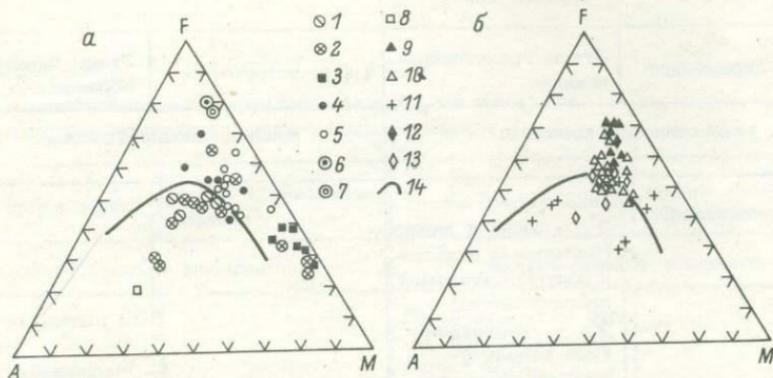


Рис. 4. Диаграмма AFM для пород Алданского массива (а) и Становой складчатой области (б).

Комплексы алданид. Горбы лахский: 1 – щелочное габбро; холодниканский: 2 – основные и средние вулканы; зверевский: 3 – гипербазиты, 4 – гранатосодержащие габбро, 5 – безгранатовые габбро, 6 – гранатосодержащие феррогаббро, 7 – безгранатовые феррогаббро, 8 – олигоклазиты.  
Комплексы становид. Дайковые: 9 – гранатосодержащие габбро-диабазы, 10 – безгранатовые габбро-диабазы; верхний: 11 – метавулканы и метаосадки (нерасчлененные); нижний: 12 – гранатосодержащие основные метавулканы, 13 – безгранатовые основные метавулканы; 14 – линия раздела толеитовой и щелочной серий.

таморфизму в режиме, свойственном породам становой серии. В ходе деформаций  $D_2$ - $D_4$  признаки первичных соотношений комплексов были уничтожены, а зона их контакта залечена гранитоидами стадий  $\gamma'_6$ - $\gamma'_8$ , развитыми локально вдоль тектонически ослабленных зон.

Разрез позднестанового комплекса представлен вулканогенной толщей тонкочередующихся амфиболитов и кислых гнейсов, состав которых отражает щелочную тенденцию дифференциации магм (рис. 4). Отдельные части разреза содержат мощные горизонты высокоглиноземистых гнейсов. Последовательность развития структур в позднестановом комплексе показывает, что он участвовал во всех этапах, устанавливаемых для раннестанового комплекса. Однако первые два этапа характеризуются крайне угнетенными формами. То же относится и к ранним этапам гранитообразования. Например, в позднестановом комплексе полностью отсутствуют жилы тоналито-гнейсов типа  $\gamma'_3$ . В противоположность этому преобладают складчатые структуры третьего и четвертого этапов деформации, а также синхронные им процессы гранитизации и кислого магматизма ( $\gamma''_3$ - $\gamma''_6$ ), которые имеют в позднестановом комплексе сквозное развитие.

Таким образом, формирование раннестанового комплекса обусловлено главным образом процессами, синхронными с  $D_1$ - $D_2$ . С течением времени, по мере стабилизации этого комплекса, эндогенная активность перемещается в пределах развития пород позднестанового комплекса, испытывающего наиболее существенную эндогенную переработку на этапах  $D_3$ - $D_4$ .

В конце этапа  $D_4$  формируется пологий тектонический контакт, вдоль которого раннестановой комплекс оказывается надвинутым на позднестановой, испытывая в зоне контакта наиболее интенсивное повторное расщепление и бластомилонитизацию в режиме амфиболитовой фации. К этому контакту приурочены также наиболее мощные жилы лейкократовых плагиигранито-гнейсов ( $\gamma_7'$ - $\gamma_5''$ ). Все последующие процессы являются общими для пород обоих комплексов.

Расчленение и корреляция глубокометаморфизованных образований зоны сочленения алданид и становид, проводимые на основе принципов их различного эндогенного развития, используют всю совокупность имеющихся данных о глубинной переработке вещества. Последовательность и характер эндогенных процессов в выделенных структурно-вещественных комплексах свидетельствуют о тектонической дифференциации и зональном строении краевой части Алданского массива. Проявленная уже в раннем архее специализация геоструктур с устойчивой тенденцией смещения эндогенной активности в южном направлении (от ближайшей стабильной области) сохраняется и в становой период развития. Неоднородность режима выражается различным участием комплексов в глубинных преобразованиях, которые прежде всего захватывают вулканогенные пояса с толеитовой направленностью магматической дифференциации. Здесь же реализуются относительно пологие геотермические градиенты и сравнительно холодные режимы догранитного метаморфизма. Более высокотемпературные и отчасти высокоградиентные режимы проявляются несколько позднее, когда эндогенные процессы перемещаются в смежные структуры с терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями, свидетельствующими о приближении к стабильным участкам коры. Тектонические контакты, разделяющие структуры с терригенным и вулканогенным типом осадконакопления, характеризуются наиболее длительной историей развития. Они контролируют проявления многофазного метаморфизма и магматизма. Их развитие заканчивается деформациями, связанными с вертикальным расплющиванием, шарьированием и тектоническим перемещением различных комплексов.

## Л и т е р а т у р а

Геология и петрология южного обрамления Алданского щита / Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, М.Д. Крылова, А.Н. Неелов, И.С. Седова. - Л., 1965. - 290 с.

Гранулитовая фация метаморфизма. - Л., 1972. - 256 с.

Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и хр. Станового. - Тр. ЛАГЕД, 1960, вып. 11, с. 141-216.

Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. Последовательность деформации в архейских образованиях Сутамского блока. - В кн.: Структурная и метаморфическая петрология докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 19-41.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. - М., 1978. - 151 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. - М., 1981. - 159 с.

Климов Л.В. Гранулитовый метаморфизм высоких давлений в раннедокембрийских глубинных комплексах сутамского типа. - В кн.: Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1977, с. 33-56.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. - В кн.: Стратиграфия СССР. М.-Л., 1939, т. I, с. 349-366.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М., 1967. - 298 с.

Кратц К.О., Московченко Н.И., Хильтова В.Я. Низкоградиентные режимы метаморфизма в докембрии, их место и время в геоструктурах и петрологические особенности. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всес. петрогр. совещ. Л., 1981, с. 34-35.

Кудрявцев В.А. Архей бассейна р. Сутам. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 34-50.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М., 1965. - 327 с.

Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олёкминской серии и станового комплекса. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 93-109.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Чухонин А.И., Миронюк Е.П., Ронина Е.Е. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным уран-свинцового метода). - Геохимия, 1981, № 9, с. 1386-1396.

Принципы и методы расчленения кристаллических образований в фанерозойских складчатых областях. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Л., 1982.

Структурная эволюция метаморфических комплексов / А.Н. Казаков, Ю.В. Миллер, В.Л. Дук, А.Л. Харитонов. - Л., 1977. - 197 с.

Термо- и барометрия метаморфических пород. - Л., 1977. - 207 с.

Куно Н. Differentiation of basalt magma. - In: Basalt., 1968, v. 1, VII, N. J. Int. Publ., p. 623-688.

В.И. Шульдинер, И.В. Панченко, И.С. Шульдинер

### ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАССЕЙНА Р. НЮКЖИ

В бассейне р. Нюкжи, расположенном на западном фланге Становой складчатой области, большинство исследователей выделяли две метаморфические серии. Нижняя, зверевская, сложена нижнеархейскими гранулитами, диафторированными в амфиболитовой фации. Она слагает Нюкжинский и Ларбинский блоки (выступы фундамента) среди верхнеархейских, метаморфизованных в амфиболитовой фации образований становой (или иликанской) серии (Неелов и др., 1962; Геологическая карта..., 1977). Некоторые авторы на том же материале доказывали одновозрастность обеих серий, рассматривая гнейсы и сланцы становой серии как диафториты по нижнеархейским гранулитам (Кориковский, 1967).

Исследования последних лет (Кастрыкина и др., 1979; Шульдинер И.С. и др., 1979) позволили выделить третью, названную нами одолгинскую серию, в которую входят породы, относимые к верхам становой серии (рис. 1).

Зверевская серия расчленена на три свиты (Судовиков и др., 1965). Нижняя и верхняя сложены основными кристаллическими сланцами, средняя - преимущественно глиноземистыми породами - биотитовыми, биотит-гранатовыми, силлиманит- и гиперстен-биотит-гранатовыми плагиогнейсами, реже кварцитами. Становая серия на изученной территории расчленяется на две свиты (Геологическая карта..., 1977) - чильчинскую и джигдалинскую (кудуликанскую), из которых первая, по нашим данным, сложена преимущественно биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми и клинопироксен-биотитовыми плагиогнейсами и сланцами, вторая - роговообманко-биотитовыми плагиогнейсами и сланцами.

Одолгинская серия распространена на двух участках: на юге - в бассейнах рр. Одолго и Анамжака и на севере - в районе р. Нижней Суvelyги. На южном участке одолгинская серия объединяет три толщи (снизу вверх): 1) биотитовые и роговообманко-биотитовые гнейсы и сланцы с характерной ритмичной тонкослоистой текстурой,

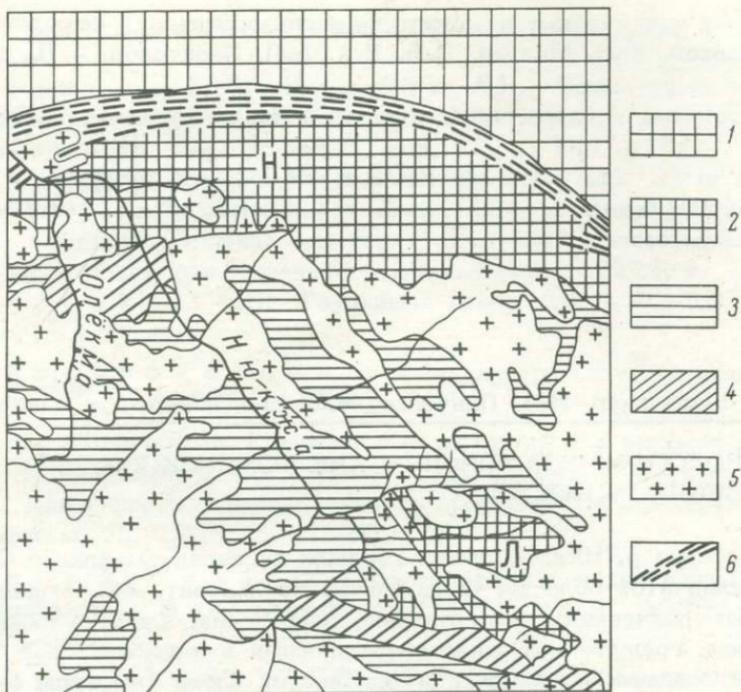


Рис. 1. Метаморфические комплексы бассейна р. Нюкжи. По Геологической карте региона БАМ (1977), с изменениями.

1 – гранулитовые комплексы южной окраины Алданского щита; 2 – зверевская серия: диафторированные гранулиты Нюкжинского (Н) и Ларбинского (Л) блоков; 3 – становая серия: повторно метаморфизованные породы амфиболитовой фации; 4 – одолгинская серия: прогрессивно метаморфизованные породы амфиболитовой фации; 5 – гранитоиды; 6 – низкотемпературные диафториты Станового разлома.

с линзами амфибол–магнетитовых кварцитов; 2) биотитовые и мусковит–биотитовые сланцы с горизонтом гранат–ставролит–графитовых и гранат–ставролит–дистеновых сланцев; 3) метаконгломераты с линзовидными прослоями кварц–биотитовых сланцев.

На северном участке развита лишь нижняя толща. Приведенный разрез показывает, что одолгинская серия характеризуется ярко выраженной индивидуальностью в отношении литологии – в ней преобладают метатерригенные образования.

Стратиграфически соотношения между тремя выделенными сериями повсеместно нарушены, поэтому об их возрастной последовательности приходится судить на основании изучения их метаморфической истории.

Зверевская серия, как указывалось, сложена диафторированными гранулитами. Преобладают породы основного состава – меланократовые амфиболовые сланцы и амфиболиты. Текстура пород массив-

ная или полосчатая, иногда ритмичнополосчатая. Главными минералами являются плагиоклаз, кварц, сине-зеленая или бледно-зеленая роговая обманка, гранат, бурый и зелено-бурый биотит, эпидот, хлорит. Амфибол и биотит чаще всего образуют гломеробластовые скопления-псевдоморфозы по цветным минералам, эпидот развивается по плагиоклазу. В некоторых сравнительно слабо диафторированных разностях можно наблюдать реликты красновато-бурой и бурой роговой обманки, клинопироксена и гиперстена. Гораздо более устойчив первичный гранат, который хотя и замещается с краев амфибол-плагиоклазовыми симплектитами, но полностью исчезает лишь в редких случаях. Недиафторированные, слабо затронутые низкотемпературными изменениями породы встречаются очень редко. Они представлены двупироксеновыми и роговообманко-двупироксеновыми, иногда биотитсодержащими кристаллическими сланцами; биотит в таких разностях имеет отчетливый красноватый оттенок.

Меньшим, но также достаточно широким распространением пользуются бедные кальцием породы - метапелиты. Это гранатовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и сланцы с подчиненными им силлиманит-, кианит- и ставролит-гранат-биотитовыми гнейсами. Как и для основных пород, для метапелитов характерно широкое развитие гломеробластовых структур, обусловленных главным образом псевдоморфным замещением граната красно-бурым биотитом и другими минералами, а также гиперстена - куммингтонитом. В некоторых разностях в качестве первичных цветных минералов сохранились гранат, гиперстен и силлиманит.

Вместе с тем в большинстве изученных гнейсов и кристаллических сланцев явные признаки повторного метаморфизма утрачены и, судя по структурным и текстурным особенностям, породы производят впечатление однократно метаморфизованных. К таким породам, в частности, относится большая часть биотит- и силлиманит-гранатовых гнейсов. Их полиметаморфическая природа выявляется лишь при исследовании внутренней структуры гранатов.

Изучение гранатов различных пород с помощью микроанализатора (см. таблицу) показало, что они почти во всех случаях обладают сложным бizonальным строением. Каждое зерно состоит из гомогенного ядра и регрессивно-зональной оболочки, в пределах которой содержание  $MnO$  повышается, а  $MgO$  понижается, что является следствием диффузионного выравнивания химических потенциалов при диафторезе. Иногда у самого края наблюдается переход к противоположным отношениям, т.е. к понижению  $MnO$  и повышению  $MgO$ , что указывает на переход к повторной прогрессивной кристаллизации зерна после того, как состав внешней кромки граната пришел в равновесие с окружающим его новообразованным парагенезисом. Такие равновесные с окружением кромки отличаются низкой магнезиальностью, и температуры, определенные для них по гранат-биотитовому геотермометру (рис. 2), соответствуют ретроградному парагенезису породы.

Серия	Номер образца, минеральная ассоциация	Анализируемый минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1159A-2, Gr-Hyp-Bi-Pl <sub>66</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Hyp, ц Hyp, к Bi, вкл Bi, пор	39,07 39,15 52,01 52,16 37,13 36,13	0,10 0,12 Сл. 0,02 2,87 3,98	23,85 23,82 4,23 4,19 16,73 16,32	22,85 23,82 21,30 21,97 7,18 10,20	0,63 0,69 0,29 0,21 0,01 0,07	
1154-3, Gr-Sill-Bi-Kf-Pl <sub>19</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi, вкл Bi, пор	38,27 38,32 38,32 37,16	0,06 0,07 2,24 3,79	22,22 22,10 16,33 17,48	26,80 27,15 9,01 13,45	0,48 0,98 Сл. Сл.	
1252-4, Gr-Ky-Bi-Pl <sub>29</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi, вкл Bi, пор	37,56 36,48 37,09 36,89	0,02 0,04 1,96 1,21	23,55 23,28 18,11 19,14	26,31 32,80 7,40 20,07	0,02 1,26 0,01 0,01	
1410-1, Gr-Bi-Pl <sub>29</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi, вкл Bi, пор	39,57 39,86 37,40 38,06	0,08 0,01 2,09 2,44	22,88 22,46 15,03 16,41	23,26 23,63 5,84 8,44	0,37 0,84 Сл. "	
1413-1, Gr-Ky-Bi-Mu-Pl <sub>30</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi	39,31 36,26 36,59	0,04 0,14 1,33	22,19 22,28 19,10	25,32 25,92 16,87	0,33 0,86 0,10	
1408-2, Gr-Bi-Pl <sub>28</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi	38,82 38,60 37,44	0,01 0,03 1,69	22,33 22,20 22,87	27,59 28,49 12,20	0,29 0,97 0,09	
1081-14, Gr-Bi-Chl-Pl <sub>28</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi	37,89 37,72 36,42	0,04 0,03 1,96	21,66 21,92 16,60	30,56 31,62 19,80	2,16 2,09 0,03	
1123-19, Gr-Bi-Pl <sub>24</sub> -Q	Gr, ц Gr, к Bi	37,52 37,34 34,62	0,02 0,01 3,41	21,40 21,36 17,54	32,84 31,70 20,30	2,15 4,44 0,32	
1079-5, Gr-Bi-Pl <sub>26</sub> -Q-Mt	Gr, ц Gr, к Bi	37,41 37,92 36,50	0,04 0,07 2,32	22,24 22,37 16,13	28,23 27,26 18,05	2,29 1,91 0,14	
1130-22, Gr-Bi-Pl-Q-Mt	Gr, ц Gr, к Bi	37,87 37,92 34,58	0,06 0,04 2,03	21,25 21,29 16,63	29,72 30,28 21,76	4,18 5,14 0,59	

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Состав граната				X <sub>Mg</sub>
						Pyx	Alm	Spess	Gross	
	11,16 10,83 19,16 13,11	1,47 1,69 Сл. "	0,02 0,01 0,67 0,24	0,04 0,06 8,84 9,10	99,07 100,57 92,41 93,04	41,8 39,7	53,6 54,2	0,7 1,6	3,9 4,5	0,436 0,416 0,830 0,653
	11,20 10,49 21,97 21,28 19,31 16,40	3,00 2,40 " " 0,02 0,14 0,02 0,11	Сл. " " " 0,59 0,51	Сл. " 0,02 0,02 8,32 8,66	100,70 100,53 99,98 99,99 92,16 92,39	41,9 40,6	48,7 51,5	1,3 1,4	8,1 6,5	0,457 0,433 0,645 0,632 0,828 0,740
	10,42 10,02 21,57 12,79	1,08 0,89 " Сл.	Сл. " 0,34 0,18	0,01 Сл. 9,15 9,91	99,34 99,53 96,99 94,76	39,3 38,0	56,7 57,7	1,0 2,0	3,0 2,3	0,406 0,389 0,808 0,630
	10,95 4,68 18,68 9,12	1,37 1,49 Сл. 0,04	0,03 Сл. 0,09 0,72	0,03 Сл. 9,14 9,40	99,84 100,03 92,48 96,60	41,2 18,8	55,1 74,1	- 2,7	3,7 4,4	0,426 0,197 0,818 0,448
	13,05 11,59 23,51 19,95	1,45 1,97 0,02 0,01	0,06 0,05 0,06 0,05	0,08 0,09 9,81 9,85	100,80 100,50 93,76 95,21	47,7 43,3	47,7 49,7	0,6 1,7	3,9 5,3	0,497 0,458 0,878 0,809
	11,60 10,90 14,37	0,92 0,94 0,05	0,01 0,02 0,20	0,05 0,04 9,32	99,77 100,36 97,93	43,7 41,1	53,3 54,3	0,7 2,0	2,3 2,6	0,447 0,421 0,602
	10,51 8,25 8,73	1,34 2,08 0,25	Сл. " 0,16	Сл. " 9,01	100,89 100,62 92,44	38,7 31,6	57,0 60,8	0,7 2,0	3,6 5,6	0,402 0,333 0,559
	3,01 3,87 12,54	5,15 3,28 0,01	Сл. " 0,42	Сл. " 8,80	100,47 100,53 96,58	12,4 15,5	67,9 70,7	5,0 4,7	14,7 9,1	0,141 0,170 0,531
	5,24 4,18 10,69	1,90 1,55 0,02	Сл. 0,03 0,02	Сл. 0,01 10,05	101,07 100,62 96,97	20,4 16,6	69,7 69,2	4,6 9,9	5,3 4,3	0,211 0,171 0,481
	3,83 4,61 11,91	6,56 6,64 0,09	Сл. " 0,40	Сл. " 8,57	100,60 100,78 94,11	15,0 17,9	61,7 59,2	5,0 4,3	18,3 18,6	0,183 0,220 0,539
	5,16 4,51 10,74	0,76 0,98 0,01	0,12 0,16 0,15	0,24 0,18 9,96	99,36 100,03 96,45	20,8 17,8	67,6 67,7	9,6 11,8	2,0 2,7	0,213 0,185 0,462

Т а б л и ц а (продолжение)

Серия	Номер образца, минеральная ассоциация	Анализируемый минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	
Одигинская	1350-1, Gr-Bi-Pl-Q	Gr, ц	38,16	0,06	21,18	30,64	2,49	
		Gr, к	37,92	0,03	21,28	30,16	4,56	
		Bi	34,60	3,18	18,21	20,42	0,24	
	1362-4, Gr-Sill-Bi-Pl <sub>30</sub> -Kf-Q-Mt	Gr, ц	37,64	0,08	21,37	30,37	2,11	
		Gr, к	37,76	0,03	21,46	30,84	3,96	
		Bi	34,42	3,04	18,36	20,64	0,14	
	Одигинская	1462-8, Gr-St-Bi-Mu-Chl-Pl <sub>33</sub> -Q	Gr, ц	37,52	0,15	21,38	32,80	1,99
			Gr, к	37,84	0,08	21,40	33,17	0,30
			St	27,41	0,01	54,29	12,58	0,04
			Bi	35,98	1,27	20,16	18,26	0,04
			Mu	44,56	0,24	36,22	1,41	Сл.
		1034-11A, Gr-Bi-Mu-Pl <sub>20</sub> -Q	Gr, ц	37,32	0,04	20,50	30,21	0,87
Gr, к			36,88	0,01	20,87	31,97	0,45	
Bi			36,29	1,94	18,88	20,80	0,02	
1034-6, Gr-Ky-St-Bi-Mu-Chl-Pl <sub>31</sub> -Q		Gr, ц	37,77	0,03	21,05	33,00	0,92	
		Gr, к	37,80	0,01	21,37	33,34	0,47	
		St, ц	27,31	0,01	54,38	12,98	0,10	
		St, к	27,23	0,01	54,24	13,15	0,15	
	Bi	35,60	1,70	19,72	21,30	0,04		
Mu	44,96	0,30	36,35	2,38	0,01			

Примечание. Все железо определялось как FeO. Символы минералов: Alm - алмадин, Bi - биотит, Chl - хлорит, Gr - гранат, Gross - гроссуляр, Hup - гиперстен, Ky - кианит, Mt - магнетит, Mu - мусковит, Pl<sub>33</sub> - плагиоклаз и его номер, Pyr - пироп, Q - кварц,

Гомогенные ядра гранатов представляют собой реликты высокотемпературных гранатов, сохранившиеся при диафорезе. Такие реликты наблюдаются почти во всех, иногда в очень сильно диафорированных, повторно рассланцованных породах, в которых все остальные признаки их гранулитового происхождения утрачены; в некоторых же случаях гранат сохранился почти полностью. Обращает на себя внимание очень высокая магнезиальность ядер гранатов, которая во многих глиноземистых гнейсах достигает 40-50%. Эти значения не являются предельными, так как отсутствие кордиерита говорит о сравнительно низкой магнезиальности породы в целом и, следовательно, не о самых высоких значениях магнезиальности гранатов в дивариантных парагенезисах данного температурного уровня.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Состав граната				X <sub>Mg</sub>
					Pyr	Alm	Spess	Gross	
5.87	1.62	0.04	0.06	100.12	22.9	66.9	5.6	4.6	0.240
4.22	1.45	0.03	0.07	99.72	17.0	68.4	10.5	4.1	0.178
10.54	0.01	0.08	9.86	97.14					0.477
6.17	1.74	0.01	0.02	99.51	24.1	66.4	4.6	5.0	0.253
4.48	1.49	0.02	0.03	100.07	17.8	68.8	9.0	4.4	0.187
10.39	0.01	0.07	9.74	96.74	96.81				0.471
2.76	4.22	0.04	0.06	100.92	11.0	72.7	4.3	12.0	0.124
4.62	3.15	0.11	0.07	100.74	17.9	72.5	0.7	8.9	0.198
2.29	0.01	Сл.	0.01	96.64					0.245
10.88	0.01	0.23	7.72	94.55					0.515
0.38	0.03	2.11	6.15	91.10					0.324
1.80	6.92	Сл.	Сл.	97.66	7.3	70.0	2.0	20.7	0.094
2.40	5.42	"	"	98.00	10.0	72.7	1.3	16.0	0.117
9.45	Сл.	0.15	10.04	97.57					0.447
1.99	4.58	Сл.	Сл.	99.34	8.7	75.0	2.7	13.6	0.095
3.73	3.90	"	"	100.62	14.7	73.3	1.0	11.0	0.164
1.98	Сл.	"	"	96.76					0.213
1.60	"	"	"	96.38					0.177
8.18	0.04	0.20	8.70	95.48					0.406
0.62	0.01	2.37	8.47	95.47					0.317

Sill - силлиманит, Spess - спессартин, St - ставролит; ц, к - точки микрозондирования в центре и на краю зерна, вкл. - включение в минерале, пор - рассеянный в породе;  $X_{Mg} = \frac{MgO}{(MgO+FeO+MnO)}$ . Все анализы выполнены на микроанализаторе ЖХА-5А В.М. Чубаровым.

Незональные ядра гранатов обычно содержат включения других минералов, входивших в ранние высокотемпературные парагенезисы: слюды, плагиоклаза, кварца, циркона, реже силлиманита и ильменита. Очень характерно наличие игольчатого титансодержащего минерала, образующего правильную „сагенитовую“ решетку, которая, очевидно, представляет собой структуру распада (Соболев и др., 1973). Включения, кроме сагенитовых, обладают округлой, как бы оплавленной формой. Иногда в одном округлом включении может присутствовать несколько зерен разных минералов.

Слюда в ядрах некоторых гранатов отличается повышенной титанистостью, с чем, видимо, связан ее сильный плеохроизм в ярких красноватых тонах и чрезвычайно высокой магнезиальностью - 82-

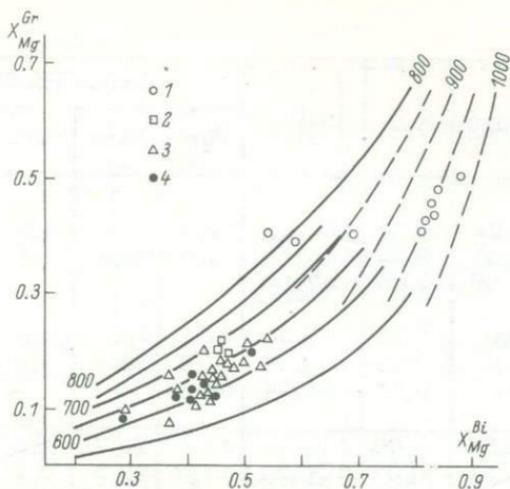


Рис. 2. Температуры кристаллизации гомогенных ядер гранатов зверевской серии (1), диафторических кайм гранатов зверевской (2) и становой (3) серий и прогрессивно-зональных гранатов одолгинской серии (4). По В.И. Шульдинеру (1976а), с изменениями.

88%, что определяет ее принадлежность к флогопиту. Флогопиты, вообще говоря, свойственны главным образом известковистым метаморфическим породам, а в глиноземистых встречаются обычно только в высокотемпературных, сильно дефицитных по кремнезему сланцах, таких как гиперстен-сапфириновые, гиперстен-кордиерит-антофиллитовые и другие бескварцевые породы. Но ни в первом, ни во втором случае флогопиты не содержат столь высоких концентраций титана, какие зафиксированы в описываемых слюдах. Подобные слюды выявлены лишь сравнительно недавно в глиноземистых сланцах наиболее высокотемпературных гранулитовых субфаций Восточной Сибири, Кольского полуострова и Антарктиды, и накопленные к настоящему времени данные позволяют выделить их в самостоятельную, четко обособленную группу титанистых флогопитов. Отметим попутно, что их отличительной особенностью является также очень высокая фтористость: в ряде образцов содержание F в флогопитах достигает 3–4%, тогда как количество воды оказывается, наоборот, очень небольшим.

Таким образом, типоморфные особенности минералов некоторых нюкжинских глиноземистых гнейсов зверевской серии – как гранатов, отличающихся высокой магнизиальностью, так и слюд, попадающих в группу титанистых флогопитов, свидетельствуют о принадлежности реликтовых ассоциаций к наиболее высокотемпературным частям гранулитовой фации.

Сильное смещение самых высокотемпературных слюд в магнизиальную сторону связано с неустойчивостью аннит-сидерофиллитового компонента, который с ростом температуры разлагается сначала с образованием гиперстена, а затем бронзита и сапфирина.

Это смещение происходит так резко, что уже в гиперстен-кордиеритовой субфации приводит к инверсии в распределении магния и железа между гранатом и биотитом: если в более низкотемпературных условиях магнезиальность этих минералов сближается, то с переходом к гиперстен-кордиеритовой и гиперстен-силлиманитовой субфациям разница в составах граната и биотита все более увеличивается (Шульдинер, 1976а). С появлением сапфирина (и в кварцсодержащих, и в бескварцевых сланцах) эта разница растет особенно быстро, так как поле устойчивости сапфирина с ростом температуры расширяется как и в железистую, так и в магнезиальную сторону. В относительно железистых составах сапфирин замещает гранат, который с повышением температуры становится все более железистым. Поэтому, несмотря на очень высокие давления, магнезиальность граната в сапфирин-кварцевых породах по сравнению с гиперстен-силлиманитовыми падает: в гиперстен-силлиманитовой субфации она обычно превышает 50% (Маракушев, 1965; Карсаков и др., 1975), в гранат-сапфирин-кварцевой часто оказывается меньше (Равич, Каменев, 1972; Ellis *et al.*, 1980). В магнезиальных составах сапфирин разрастается за счет флогопита. По сравнению с ним сапфирин имеет большую железистость, благодаря чему флогопит вытесняется в крайне магнезиальную область. Последние данные по сапфирин- и осумилит-кварцевым гранулитам Земли Эндерби (Ellis *et al.*, 1980; Grew, 1980) выявляют эту закономерность особенно отчетливо.

Определение  $TP$ -условий высокотемпературных субфаций гранулитов зависит прежде всего от оценки этих параметров для невариантной ассоциации  $Gr-Co-rHup-Sill-Sap-Q$ . Согласно экспериментальным данным Б. Хенсена и Д. Грина, они равны примерно 1050 °C и 9 кбар (Карсаков и др., 1975). Однако более поздние опыты и расчеты показали необходимость внесения определенных поправок в эти значения. Различия в термохимических свойствах синтетического и природного сапфирина за счет разной степени упорядоченности их структуры и присутствие в природном сапфирине повышенных по сравнению с сосуществующими минералами содержаний  $Fe_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  обуславливают, по мнению ряда исследователей, существенное расширение устойчивости сапфирина в природных системах и смещение невариантной точки в сторону более низких температур. Д. Эллис (Ellis, 1980) и Э. Гру (Grew, 1980) определили температуру появления сапфирин-кварцевой ассоциации по другим независимым минералогическим температурам примерно в 900 °C; еще более низкую (порядка 850 °C) температуру невариантной точки предполагает С.П. Кориковский (1979). Однако такие оценки кажутся чересчур заниженными, и разумным, по-видимому, компромиссом будет оценка примерно в 950 °C.

Согласно такому представлению, наиболее высокотемпературные гранулиты, которыми являются гранат-сапфирин-кварцевые осумилитсодержащие породы Земли Эндерби (Ellis *et al.*, 1980; Grew, 1980), кристаллизовались при температурах от 950 до 1000 °C. Эти значения взяты за основу при составлении схематической диа-

граммы фазового соответствия между гранатом и биотитом высокотемпературных гранулитов (рис. 2).

Температура кристаллизации нюкжинских гранулитов, согласно предложенному геотермометру, достигала 950 °С. Давление метаморфизма, рассчитанное по гранат-плагиоклазовому геобарометру Э. Гента (Ghent, 1976), составляет 9-10 кбар. В совокупности с охарактеризованными выше типоморфными особенностями гранатов и слюд это определяет принадлежность части гранулитов бассейна р. Нюкжи к числу наиболее глубоко метаморфизованных образований Восточной Азии. В других случаях получены более умеренные оценки температуры гранулитов - порядка 800-850 °С.

Породы становой серии, как и зверевской, можно разделить по вещественному составу на две группы. Первую составляют относительно основные амфиболиты, биотит-роговообманковые сланцы и плагиогнейсы, а также клинопироксен-биотитовые сланцы и плагиогнейсы. Вторая группа представлена биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами и плагиогнейсами. Почти все породы этой серии характеризуются грубозернистым сложением, невыдержанной неясной слоистостью, нередко имеют текстуры типа „саксонских гранулитов“.

Биотит-роговообманковые сланцы, плагиогнейсы и амфиболиты состоят из сине-зеленой или желтовато-зеленой роговой обманки, темно-бурого, иногда бурого с красноватым оттенком биотита, плагиоклаза и кварца. Встречаются разности с зеленоватым клинопироксеном или гранатом; вокруг последнего обычно наблюдаются кельфитовые каймы из плагиоклаза и роговой обманки или из плагиоклаза и биотита.

Клинопироксен-биотитовые сланцы состоят из бесцветного клинопироксена, красно-бурого биотита, плагиоклаза и кварца. Обильны сфен и местами апатит. Для клинопироксен-биотитовых сланцев характерно развитие по клинопироксену светлой, чуть буроватой роговой обманки, которая мастами замещает его полностью.

Биотитовые и гранат-биотитовые сланцы и плагиогнейсы сложены буровато-красным, редко бурым, биотитом, гранатом, плагиоклазом и кварцем. По размерам зерен и характеру распределения граната их можно разделить на две подгруппы. К первой относятся породы, в которых гранат наблюдается в виде кучной сыпи мелких зерен в участках скопления биотита. Эти скопления производят впечатление реликтов крупных кристаллов граната, замещенных биотитом при диафорезе. В другой подгруппе гранат образует крупные (от 1 до 2-3 мм в поперечнике) зерна. Следы замещения граната минералами основной массы здесь отсутствуют.

Для гранатов становой, как и зверевской, серии характерно наличие двух резко различающихся по строению зон - ядра и оболочки. Оболочки отличаются такой же, как и в зверевских гранатах, регрессивной зональностью и такой же, соответствующей парагенезисам породы умеренной температурой кристаллизации, колеблющейся в пределах 580-700 °С (рис. 2). Ядра же гранатов становой серии разделяются на два типа - незональные и прогрессивно-зональные; оба они представляют собой реликты более ранних метаморфических ассоциаций. К сожалению, в них не удалось обнаружить вклю-

чений биотита, чтобы воспользоваться соответствующим геотермометром, поэтому о температуре их кристаллизации приходится судить по косвенным признакам.

Незональные ядра кристаллизовались, очевидно, при температурах, превышающих температуру гомогенизации, т.е. 650 °С (Авченко и др., 1980). Однако относительно низкая магнезиальность таких ядер, заключенная в пределах  $X_{MgO}=0.20-0.25$ , говорит о том, что ранний метаморфизм вряд ли далеко выходил за рамки амфиболитовой фации, так что температура, по-видимому, не превышала 700 °С. Для прогрессивно-зональных ядер температура гомогенизации является верхним пределом, и в то же время ясно, что они кристаллизовались при температурах, не менее высоких, чем окружающие их регрессивные каймы. Таким образом, ранний метаморфизм становой серии протекал в довольно узком температурном интервале — от 600 до 700 °С.

Как видим, первичный и повторный метаморфизм становой серии осуществлялся при достаточно близких температурах, с чем связано отсутствие явных признаков смены минеральных парагенезисов. Благодаря этому полиметаморфическая природа гнейсов становой серии долгое время ускользала от глаз исследователей, хотя структурные признаки наложенной повторной складчатости, сланцеватости и метаморфизма, затронувшего, в частности, дайки ортосланцев, секущих первичную сланцеватость, были установлены ранее (Шульдинер и др., 1979).

Кристаллические сланцы одолгинской серии можно разделить на две группы. Первая представлена эпидот-биотитовыми, эпидот-биотит-роговообманковыми и биотит-роговообманковыми сланцами и гнейсами. Состоят они из желтоватого в шлифе эпидота, желто-бурого биотита, зеленой и сине-зеленой роговой обманки, кварца и полевых шпатов (соотношения калишпата и плагиоклаза колеблются). В некоторых разностях, часто наиболее меланократовых, присутствует в виде крупных порфиробласт гранат. Вторую группу составляют породы, бедные кальцием. Среди них различаются двуслюдяные, иногда гранатсодержащие сланцы и гнейсы, состоящие из мусковита, темно-бурого (иногда красно-бурого) биотита, кварца и обоих полевых шпатов, гранат-ставролит-графитовые и гранат-ставролит-кианитовые сланцы. В двух последних разностях наряду с названными минералами присутствуют мусковит, темно-бурый биотит, кварц, плагиоклаз, цоизит, хлорит.

Гранаты одолгинской серии обладают монотонной прямой зональностью. Их центральные части отличаются высокой известковистостью (12-20% Gross) и несколько повышенной марганцовистостью (2.0-4.3% Spess) при очень низкой магнезиальности ( $X_{Mg}=0.06-0.12$ ). В краях известковистость и марганцовистость снижаются (до 8-16% Gross и 0.3-1.3% Spess), а магнезиальность возрастает ( $X_{Mg}=0.13-0.20$ ). Ассоциирующиеся с гранатом биотит и хлорит имеют гомогенное строение, а ставролит — слабо зональное, с некоторым уменьшением магнезиальности к краям зерен. Температура кристаллизации внешних кромок граната составляет по Gr-Bi геотермометру от 580 до 660 °С (рис. 2).

Итак, данные термической истории гранатов метаморфических пород бассейна р. Нюкжи свидетельствуют о существовании двух циклов метаморфизма. Поздний цикл с температурным максимумом порядка 600–700 °С проявился в одолгинской серии как прогрессивный метаморфизм, а в зверевской и становой – как наложенный регрессивный. Судя по наличию первичного кианита в одолгинской и вторичного – в зверевской серии, поздний метаморфизм осуществлялся в обоих случаях при близких давлениях. Ранний цикл фиксируется только в зверевской и становой сериях, в первой – как метаморфизм гранулитовой фации (свыше 700 °С), во второй – амфиболитовой (600–700 °С).

Каких-либо признаков проявления трех последовательных циклов, которые могли бы соответствовать метаморфизму каждой из трех серий, не обнаружено. Поэтому приходится считать, что одолгинскому метаморфизму предшествовал только один цикл и, следовательно, зверевская и становая серии были метаморфизованы одновременно, хотя и на разных температурных уровнях. Если учесть, что в раннеархейских метаморфических комплексах температурные уровни коррелируются с уровнями глубинности (Шульдинер, 1976б), то различия в условиях кристаллизации гранатов зверевской и становой серий следует рассматривать как отражение вертикальной зональности метаморфизма раннего цикла. Это дает основание полагать, что становая серия занимала во время раннего метаморфизма более высокое гипсометрическое и, судя по этому, стратиграфическое положение в едином раннеархейском разрезе.

Одолгинская серия бассейна р. Нюкжи может быть предположительно сопоставлена с субганским комплексом позднеархейского возраста. Если это так, то становая (древнестановая) фаза метаморфизма должна быть отождествлена с позднеархейской субганской, а представление о становом комплексе как о самостоятельном тектоно-стратиграфическом подразделении досубганского возраста должно быть сохранено.

#### Л и т е р а т у р а

А в ч е н к о О.В., Д е р б е к о И.М., Ч у б а р о в В.М. О зональности гранатов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 72–80.

Г е о л о г и ч е с к а я карта региона Байкало–Амурской магистрали. М–б 1:1500000. Л., 1977.

К а р с а к о в Л.П., Ш у л ь д и н е р В.И., Л е н н и к о в А.М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 47–61.

К а с т р ы к и н а В.М., К а с т р ы к и н Ю.П., Е л ь я н о в А.А. Геологическое строение и метаморфические особенности докембрийских образований Нюкжинско–Тындинского участка БАМ. – В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 55–71.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М., 1967. - 298 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М., 1979. - 264 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М., 1965. - 328 с.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Кац А.Г., Копачев Л.В., Седова И.С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. - Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 52-59.

Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. - Л., 1972. - 658 с.

Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Похиленко Н.П. Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах. - Зап. Всес. минерал. о-ва, 1973, т. 102, № 2, с. 150-155.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. - Л., 1965. - 291 с.

Шульдинер В.И. Биотит-гранатовый геотермометр в области высоких температур. - Докл. АН СССР, 1976а, т. 229, № 3, с. 714-716.

Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. - Геол. и геофиз., 1976б, № 2, с. 67-75.

Шульдинер В.И., Шульдинер И.С., Панченко И.В. О расчленении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области. - В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ, Владивосток, 1979, с. 34-54.

Шульдинер И.С., Панченко И.В. Метакогломераты хребта Чернышева (запад Становой области). - В кн.: Геология окраин континентов, Владивосток, 1979, с. 44-46.

Ellis D.J. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. - Contrib. Miner. Petrol., 1980, v. 74, N 2, p. 201-210.

Ellis D.J., Sheraton J.W., England R.N., Dallwitz W.B. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land Antarctica - mineral assemblages and reactions. - Contrib. Miner. Petrol., 1980, v. 72, N 2, p. 123-143.

Ghent E.D. Plagioclase-garnet- $Al_2SiO_5$ -quartz: a potential geobarometer. - Amer. Miner., 1976, v. 61, N 7-8, p. 710-714.

Grew E.S. Sapphirine + quartz association from Archean rocks in Enderby Land, Antarctica. - Amer. Miner., 1980, v. 65, N 9-10, p. 821-836.

## МЕТАМОРФИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Центральная часть Джугджуро-Становой складчатой области в пределах Олёкмо-Тындинского междуречья детально изучалась при проведении среднемасштабного аэрофотогеологического картирования Аэрогеологической экспедицией № 2. Геологическое строение и металлогенические особенности этой территории, характеризующейся широким развитием полиметаморфических образований, изложены нами ранее (Кастрькина и др., 1979).

По мнению многих исследователей (Глебовицкий и др., 1977; Мишкин, Авченко, 1979, и др.), процессы регионального метаморфизма в пределах Становой складчатой области проявились в течение трех главных этапов развития: ранне-, позднеархейского и ранне-среднепротерозойского. Все три этапа нашли свое отражение на изученной площади: раннеархейский возраст имеют породы гранулитовой фации, образующие выступ кристаллического основания; позднеархейский – породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, слагающие главный геосинклинальный комплекс Становой области; раннепротерозойский – породы, выполняющие фрагменты шовных прогибов, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В соответствии с названными этапами выделены три разновозрастных метаморфических комплекса, принадлежащих к разным типам регионального метаморфизма и разным фаціальным сериям: 1) желтулакский (раннепротерозойский) промежуточной силлиманит-андалузитовой и кианит-силлиманитовой фаціальных серий; 2) эльгаканский (позднеархейский) кианит-силлиманитовой фаціальной серии; 3) верхнеархейский (раннеархейский) гранулитовый.

Расчленение комплексов на фации, субфации и ступени проводилось по наиболее информативным, бедным кальцием породам (метапелитам) по классификации С.П. Кориковского (1979). В то же время карта метаморфизма (рис. 1, см. вкл.) составлена в соответствии с легендой Карты метаморфизма СССР, в основу которой положена классификация В.А. Глебовицкого (Глебовицкий и др., 1975). В этой связи в тексте использована двойная классификация.

Желтулакский метаморфический комплекс объединяет слабометаморфизованные образования, маркирующие Желтулакскую шовную структуру, отнесенные нами, вслед за сотрудниками ЛАГЕД (Судовиков и др., 1965), к желтулакской серии и расчлененные на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща представлена: сланцами двуслюдяными, биотитовыми, высокоглиноземистыми, углисто-графитовыми, слюдяно-карбонатными, зелеными (серицит-хлоритовыми, эпидот- и цоизит-двуслюдяными); кварцитами и кварцито-сланцами, доломитовыми мраморами, основными, реже средними метаэффузивами, метаконгломератами мощностью 1100 м. Верхняя толща представлена филлитами, углистыми сланцами, метапесчани-

ками, метаконгломератами, метаэффузивами. Видимая мощность 1200 м.

При изучении этих образований непосредственно к востоку от исследованного района (Судовиков и др., 1965) они были отнесены к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Нами же установлено, что метаморфизм желтулакского комплекса проявлен во всем диапазоне зеленосланцевой фации и включает низкотемпературную часть эпидот-амфиболитовой фации.

Зеленосланцевая фация. В пределах этой фации выделена хлорит-мусковитовая (добиотитовая)<sup>1</sup> и биотит-мусковитовая (биотитовая и альмандин-хлорит-хлоритоидная) субфации. Минеральные парагенезисы по фациям, субфациям и ступеням приведены в табл. 1 (см. вкл.). Низкотемпературная граница зеленосланцевой фации изучена слабо и проводится по появлению в породах хлорита, стильпномелана, разложению цеолитов и кристаллизации альбита и серицита (фенгита или парагонита), а также по полному разложению обломочных зерен (например, средних плагиоклазов на альбит+карбонат, биотита на серицит+хлорит+стильпномелан). Однако при этом сохраняются форма первичных зерен и реликтовые структуры исходных пород.

Хлорит-мусковитовая (добиотитовая) субфация объединяет наиболее слабо метаморфизованные породы: филлиты, метапесчаники, метаэффузивы и др., в которых часто сохраняются реликты первичных структур (цемент, стекло, вкрапленники, микролиты, обломки). В таких породах устойчивы хлорит, стильпномелан, светлые слюды (серицит с буроватым оттенком, видимо, фенгит). В метабазах и метадиобазах устойчив хлорит с клиноцоизитом, стильпномеланом, альбитом, кальцитом. При этом реакция хлоритизации пироксенов протскает замедленно, и при полной альбитизации плагиоклазов реликтовые пироксены сохраняются вплоть до альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации. На этом уровне зарождается метаморфический турмалин, образуются пирит, гематит. Высокотемпературной границей добиотитовой субфации является переход стильпномелана в биотит, альбита - в перестерит; это на диаграмме С.П. Кориковского (1979) соответствует линии моновариантного равновесия Стр+Хл+Кпш-Би+Му+Кв, что отвечает температуре немного более 300°.

В условиях биотит-мусковитовой субфации метаморфизованы породы нижней толщи желтулакской серии; лишь на отдельных участках они достигают уровня эпидот-амфиболитовой фации. В пределах этой субфации по С.П. Кориковскому (1979) выделены биотитовая и альмандин-хлорит-хлоритоидная субфации.

Биотитовая субфация характеризуется переходом филлитов в слюдяные сланцы. При этом слюды постепенно укрупняются, появляются сланцеватые текстуры, вместо стильпномелана образуется биотит, альбит переходит в перестерит, у свет-

<sup>1</sup> В скобках указываются субфации и ступени по С.П. Кориковскому (1979).

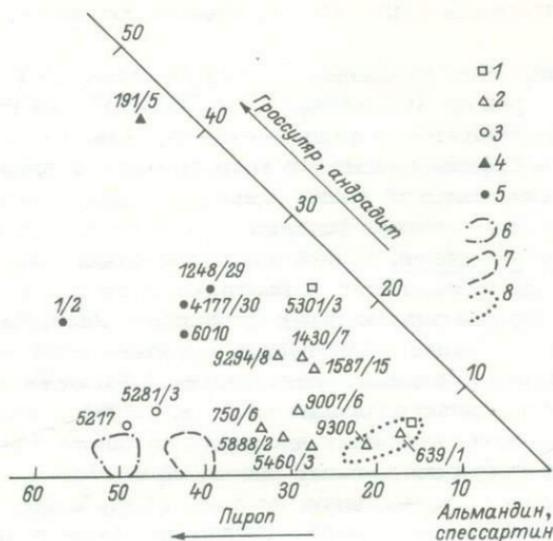


Рис. 2. Компонентный состав гранатов из разных метаморфических комплексов.

Из бедных  $\text{CaO}$  пород: 1 – джелтулакского, 2 – эльгаканского, 3 – верхнеарбинского; из богатых  $\text{CaO}$  пород: 4 – эльгаканского, 5 – верхнеарбинского; из бедных  $\text{CaO}$  пород других комплексов: 6 – сутамского (Кастрыкина, 1976), 7 – алданского (Судовиков и др., 1965), 8 – удоканского (Кориковский, 1967).

лых слюд исчезает буроватый оттенок – видимо, они переходят в фенгит–мусковиты. В углистых сланцах появляются первые хлоритоид и гранат в ассоциации с мусковит–фенгитом и кварцем. Гранат в этих породах образует крупные (до 1 см) порфиробласты с хорошей огранкой и четкой зональностью, видимой даже в образцах, с гедицитовый внутренней структурой и структурой вращения. Четкое зональное строение прогрессивного характера отмечено и в его составе (табл. 2, обр. 5301/3; рис. 2). Зональность несколько необычная: от центра до середины зерна идет плавное повышение пиропы и снижение спессартина, а от середины к краю содержание пиропы возрастает почти втрое и также резко убывает содержание спессартина и гроссуляра. Для богатых кальцием пород этой субфации характерен парагенезис эпидота, хлорита, перестерита и, иногда, актинолита с кварцем, мусковит–фенгитом и биотитом (замещающим хлорит). Высокотемпературной границей биотитовой субфации является появление хлоритоида в ассоциации с хлоритом и гранатом.

Парагенезисы альмандин–хлорит–хлоритоидной субфации характерны для кианит–сидлиманитового типа глубинности. Устойчивый парагенезис альмандина с хлоритом и хлоритоидом встречается редко

(бассейн р. Одолго). Здесь же встречены кианит-мусковитовые сланцы. В целом для этой субфации характерно широкое развитие граната, который имеет наиболее высокие показатели преломления, железистость и, видимо, по составу близок к альмандину ( $N_1 = 1.809-1.815$ ,  $F = 90-96\%$ ). У хлоритоида  $F = 89\%$ ,  $N_g = 1.726$ ,  $N_p = 1.720$ . В породах среднего и основного состава здесь развиты двуслюдяные сланцы с хлоритом, клиноцоизитом, эпидотом, кальцитом и кварцем или с хлоритом и кварцем. В карбонатных породах устойчив парагенезис доломита с тремолитом и плагиоклазом (иногда в присутствии флогопита) или с тремолитом и тальком. Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация заканчивает зеленосланцевую фацию, высокотемпературная граница которой проходит по появлению первого ставролита.

Эпидот-амфиболитовая (ставролитовая) фация. Нижней границей этой фации является появление ставролита, а его устойчивость в разных парагенезисах определяет границы фации в целом. В богатых кальцием породах здесь сохраняется устойчивость эпидота с роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем.

В пределах эпидот-амфиболитовой фации джелтулакского метаморфического комплекса установлены парагенезисы только с т а в р о л и т - х л о р и т о и д н о й с у б ф а ц и и. Парагенезис ставролита с хлоритоидом развит ограниченно и только в пределах нижней толщи джелтулакской серии. Он отмечался в гранат-мусковитовых, графит-мусковитовых и других сланцах на р. Одолго. Первый ставролит в них имеет форму незавершенных порфино-пойкилобластовых кристаллов. Он наполнен кварцем, мусковит-фенгитом, углисто-графитистым веществом (со сферическим распределением включений, подчеркивающих структуру вращения). Хлоритоид располагается поперек сланцеватости в мусковит-кварцевой массе, имеет ровные границы со ставролитом, часто включен в гранат. Видимо, здесь устойчивость хлоритоида заканчивается, и в более высокотемпературных парагенезисах он уже не встречается. На этом же участке отмечены ставролит-биотит-мусковитовые сланцы, в том числе с гранатом и плагиоклазом, но без хлоритоида. Гранат в этих сланцах имеет более низкую железистость по сравнению с предыдущей фацией ( $F = 85-90\%$ ,  $N_g = 1.802-1.809$ ). Высокотемпературной границей этой субфации, по-видимому, является распад последних хлоритоидов по реакции  $Hxd + Mfe + Kв - Ст + Gr + Би$ .

С т а в р о л и т - а л ь м а н д и н о в а я с т у п е н ь. Несколько условно к ставролит-хлоритоидной субфации отнесены андалузит-ставролит-гранат-биотит-мусковитовые сланцы, встреченные только в верховьях р. Чекчикан. Андалузит в них ассоциирует со ставролитом и биотитом, иногда содержит включения ставролита, а сам нередко включен в гранат. Железистость граната в этих породах 88,8 (содержание пиропа 10,7%), ставролита - 84,4. По данным микрорентгеноспектрального анализа гранат имеет слабую регрессивную зональность, что связано с диафорезом пород, видимым в шлифах. Цинк в ставролите практически отсутствует (тысячные доли процента). В непосредственной близости с указанными

Компонентный состав и другие свойства гранатов по данным химических, микрорентгеноспектральных и рентгеноструктурных анализов

Номер образца	Трапеция № 51	Геологический возраст	Компоненты						N	F	$\alpha, \text{\AA}$	Парагенезис
			пирроп	альмандин	спессартин	гроссуляр	андрадит	андрадит+гроссуляр				
Из бедных CaO пород												
5301/3	31-A	PR <sub>1</sub> d <sub>1</sub> j <sub>2</sub>	6,2	66	6,2	3,1	18,5	-	1,804	93,1	11,587	Гр+Хл+Сер+Кв+У,В.
Край			9,7	76,9	0,34	-	-	13,1	-	88,8		
Промежуток			3,8	67,4	5,6	-	-	23,3	-	95		
Центр			3,0	64,2	9,0	-	-	23,7	-	96		
5047/2	32-B	PR <sub>1</sub> d <sub>1</sub> j <sub>1</sub>	10,7	80,2	3,2	0,9	5,0	-	1,808	88,53	-	Гр+Анд+Ст+Би+Кв
1430/7	30-Г	AR <sub>2</sub> od	16,07	66,42	4,74	3,65	9,12	-	1,798	81,93	-	Гр+Ст+Би+Му+Кв+Пл <sub>2</sub> 6
3238/1	45-B	"	14,3	74,8	1,1	8,3	1,5	-	1,811	76,1	-	Гр+Ст+Кум+Му+Пл <sub>2</sub> 8+Кв
3238/1А	45-B	"	11	80,4	1,2	7,4	-	-	1,813	81,1	-	То же
5460/3	45-B	AR <sub>2</sub> ub	23,21	70,31	3,75	2,73	-	-	-	76,04	-	Гр+Би+Му+Пл <sub>2</sub> 5+Кв (диафоритов)
Край	45-B	"	22,2	71,6	3,3	2,9	-	-	-	77,07	-	
Центр	"	"	24,6	70,4	1,7	3,3	-	-	-	74,63	-	
639/1	30-B	AR <sub>2</sub> el	12,9	82,44	0,71	1,79	2,87	-	1,808	87,03	-	Гр+Би+Му+Кв
1587/15	30-B	"	14,2	74,3	0,7	-	-	10,8	-	84,01	-	Гр+Би+Ст+Пл+Кв+Фиб
Край	"	"	15,8	71,7	0,3	-	-	12,2	-	81,87	-	То же
9007/6	30-A	AR <sub>2</sub> el							1,782		-	Гр+Жед+Би+Ку+Кор+Ст+Кв
Край 1			24,3	68,05	1,25	-	6,40	-	-	73,6	-	
Центр			19,79	68,97	2,11	-	9,10	-	-	77,7	-	
Край П			23,06	69,36	1,20	-	6,38	-	-	74,8	-	
9138/-	19-B	AR <sub>2</sub> el	35,99	55,52	1,01	-	-	7,48	-	64	-	Гр+Жед+Би+Ку+Кор+Ст+Кв
9294/8	17-A	"	8,20	67,2	6,2	18,4	-	-	-	90,10	-	Гр+Кор+Ку+Би+(Му)+Пл+Кв
Край	"	"	18,1	65,6	2,5	13,8	-	-	-	78,94	-	
Центр	"	"										

9294/8А	17-A	"										
Центр			15,61	63,46	5,32	15,61	-	-	-	81,59		
9300	17-A	AR <sub>2</sub> el	18,6	73,6	4,4	-	-	3,4	-	80,74		Гр+Би+Пл+Кв
5888/2	19-Г	"							1,783			Гр+Ку+Кор+Би+Пл <sub>2</sub> 7+Кв+(Шп)
Край			24,54	69,75	0,87	-	-	4,84	-	74,20		
Центр			26,52	67,92	0,60	-	-	4,96	-	72,08		
750/6	4-A	AR <sub>2</sub> el	27,90	65,20	1,10	-	5,80	-	1,798	72,1		Гр+Кор+Гипс <sub>1</sub> +Би+Пл <sub>5</sub> 3-70+Кв
5217	20-Г	AR <sub>2</sub> zv	44,06	38,95	1,05	-	5,94	-	1,778	55,3	11,530	Гр+Кор+Сил+Би+Пл+Кв
5281/3	32-B	"	39,7	52,1	1,00	4,1	3,1	-	1,787	58,2	11,524	Гр+Би+Пл+Кв
Из богатых CaO пород												
1011/12	31-A	PR <sub>2</sub> d <sub>1</sub> j <sub>2</sub>	12	60	-	28	-	-	1,787	-	11,586	Гр+Ро+Би+Кв+Пл
1211/11	45-A	AR <sub>2</sub> ag	15	57	-	28	-	-	1,787	-	11,584	Гр+Ро+Эп+Пл+Кв
1212/6	45-A	"	7	66	-	27	-	-	1,796	-	11,586	Гр+Ро+Пл <sub>2</sub> 5+Кв+Би
1212/11	45-A	"	15	61	-	24	-	-	1,787	-	11,570	Гр+Ро+Би+Пл+Кв
5678/1	31-A	"	13	55	-	32	-	-	1,783	-	11,592	Гр+Ро+Пл+Кв
1434/18	30-Г	"	5	57	-	38	-	-	1,787	-	11,625	То же
191/4	19-B	AR <sub>2</sub> el	12	50	-	38	-	-	1,783	-	11,619	Гр+Ро+Пл <sub>2</sub> 6+Би
191/5	19-B	"	6,5	48,5	3,6	41,4	-	-	1,787	89	11,663	Гр+Ро+Эп+Пл <sub>3</sub> 3+Кв
1248/29	20-B	AR <sub>1</sub> zv	19,0	57,4	2,3	15,1	6,2	-	1,792	76,4	11,586	Гр+Кли+Опи+Ро+Пл
1/2	31-B	AR <sub>1</sub> kr	39,5	41,9	0,2	15,7	2,5	-	1,770	53	11,566	Гр+Кли+Опи+Ро+Пл <sub>6</sub> 5
6010	31-Г	"	26,8	54,8	2,0	9,4	7,0	-	1,778	69,0	11,580	Гр+Кли+Опи+Ро+Пл <sub>6</sub> 7
4177/27	33-B	"	15	54	-	31	-	-	1,783	-	11,595	Гр+Кли+Опи+Пл (диафоритован)
4177/30	33-B	"	23	55,1	1,1	20,7	-	-	1,792	71	11,597	Гр+Кли+Опи+Ро+Пл
758/10	4-A	AR <sub>2</sub> el										
Центр			20,52	75,90	0,65	2,93						
Край			12,23	85,37	0,60	1,80						

Примечание. Гранаты анализировались в лабораториях: 5301/3, 9007/6, 9138/2, 5888/2, 5217, 5281/3, 191/5, 1248/29, 1/2, 6010, 4177/30 - МГУ; 5047/2, 1430/7, 750/6 - ИГЕМ; 5460/3, 639/1, 1587/15, 9294/8, 9294/8-А, 9300 - ДВНЦ. В обр. 3238/1, 3238/1-А, 1011/12, 1211/11, 1212/6, 1212/11, 5678/1, 1434/18, 191/4 - компонентный состав определен по диаграмме М.Н. Гневусева и др. (1956). Толщи: dj<sub>1,2</sub> - нижняя (1) и верхняя (2) толщи джелтулакской серии; свиты: ag - агинская, od - одолгинская, ub - устьбурпалинская, el - эльганская, kb - курбаликитская, zv - зверевская, it - имангроканская, kr - карураканская.

породами (в развалах) были встречены гранат-силлиманит-биотитовые сланцы и двуслюдяные сланцы с кианитом.

Рассматриваемые парагенезисы на диаграмме С.П. Кориковского (1979) отвечают дивариантному полю Би+Анд+Кв-Ст+Му+Кв рядом с инверсионной линией Анд-Сил и, видимо, отвечают термодинамическим параметрам  $P_g = 3-3.5$  кбар,  $T = 520-550^\circ$ , что хорошо согласуется с данными Гр-Би и Гр-Ст геотермометров ( $T = 525-550^\circ$ ).

В целом верхняя граница метаморфизма Джелтулакского комплекса близка к положению тройной точки, параметры которой (по экспериментальным данным М. Холдвезя, используемым в диаграммах С.П. Кориковского) отвечают  $P = 3.76$  кбар,  $T = 501^\circ$ . Эти данные, а также ряд косвенных признаков позволяют относить метаморфизм желтулакского комплекса к промежуточной кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фашиальным сериям. Наличие в высокотемпературной области парагенезиса ставролита с андалузитом и гранатом является прямым признаком первого типа зональности. Тем не менее такие признаки, как: 1) появление кианита в алмадин-хлорит-хлоритоидной субфации, 2) парагенезис ставролита с хлоритом и хлоритоидом, 3) отсутствие кордиерита, 4) довольно высокое содержание пиропового минала в гранатах биотитовой субфации и ряд других, характерны для зональных комплексов кианит-силлиманитового типа, изученных С.П. Кориковским (1979).

Эльгаканский метаморфический комплекс объединяет образования разных свит, относимых ранее к иликанской серии станового комплекса: чильчинской, кудуликанской, джигдалинской, чимчанской, урюмской и унахинской. Характер разреза, взаимоотношение свит, их вещественный состав и мощности на данной площади не совпадали со стратотипическими, в связи с чем нами предложена иная схема стратиграфии и выделены следующие свиты (снизу вверх).

**Ч и л ь ч и н с к а я** - плагиогнейсы биотитовые, очень редко амфиболиты. Видимая мощность 1000 м.

**Э л ь г а к а н с к а я** - кристаллические сланцы и гнейсы роговообманковые, нередко высокожелезистые, биотит-роговообманковые, амфиболиты, в том числе эпидотовые, диопсидовые, гранатовые; гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые, двуслюдяные, высокоглиноземистые (в том числе с жедритом); кварциты, реже магнетитовые кварциты с куммингтонитом, роговой обманкой, феррогиперстеном. Мощность более 3500 м.

**У с т ь б у р п а л и н с к а я** - кристаллические сланцы и гнейсы роговообманковые, эпидот-биотит-роговообманковые, ортоамфиболиты, магнетитовые кварциты, реже кварциты; гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые, эпидот-роговообманково-биотитовые. Мощность 2500 м.

**О д о л г и н с к а я** - микрогнейсы и гнейсы биотитовые лейкократовые, редко кристаллические сланцы двуслюдяные и высокоглиноземистые. Мощность 3700 м.

А г и к а н с к а я — плагиогнейсы и кристаллические сланцы роговообманковые, роговообманково-биотитовые, гранат-эпидот-биотитовые, клиноцоизит-биотитовые, амфиболиты, магнетитовые кварциты. Мощность 1600 м.

Участки, на которых интенсивно проявлены процессы гранитизации, милонитизации, метасоматоза и где принадлежность пород к определенной свите определить трудно, отнесены нами к объединенной верхнеархейской подгруппе.

При среднемасштабной геологической съемке породы эти считались прогрессивно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (Терешенко, Федоров, Кац и др.), а несколько позднее ряд геологов стали рассматривать их как регрессивно переработанные нижнеархейские. При этом заведомо прогрессивно метаморфизованные породы данного района (феррогиперстен-гранатовые и куммингтонит-роговообманковые кристаллические сланцы, железистые кварциты и др.) помещались в тектонические клинья („Лопчинский клин“ С.П. Кориковского). Обе точки зрения нашли отражение в региональных схемах. Так, на схеме А.А. Неелова, В.А. Глебовицкого и др. (1971) рассматриваемый участок отнесен к высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов кианит-силлиманитовой фациальной серии и частично к низкотемпературной части фации куммингтонитовых амфиболитов. На схеме М.З. Глуховского, Е.А. Синцеровой (1979) данный район включен в катархейско-нижнеархейский комплекс, подвергшийся раннепротерозойской гранитизации и регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации.

Изучая прогрессивно метаморфизованные породы станового комплекса западнее р. Олёкмы, С.П. Кориковский выделил в них образования двух зон — дистен-ставролитовой и силлиманитовой. Последняя, к которой были отнесены и упоминавшиеся породы нашего района („Лопчинский клин“), выделялась условно, так как глиноземистые породы в ней обнаружены не были. К настоящему времени метаморфизм станового комплекса западной части области изучен довольно детально (Кориковский, 1967, 1979; Глаголев, 1979; Ахметов, Кудрявцев, 1981). Появились также новые материалы по метаморфизму восточной части Становой области (Мишкин, Авченко, 1979; Мишкин, 1981, и др.). Центральная же часть, включающая данный район, в этом отношении практически не изучалась.

Детальные петрографические исследования и парагенетический анализ позволили установить зональное строение эльгаканского метаморфического комплекса и выделить в нем следующие фации и субфации: 1) эпидот-амфиболитовую фацию со ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфациями; 2) фацию альмандиновых амфиболитов с гранат-биотит-мусковитовой или жедрит-кианит-гранатовой, кианит-биотит-гранат-ортоклазовой и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфациями.

Эпидот-амфиболитовая фация. В условиях ставролит-хлорит-мусковитовой (ставролит-хлоритовой) субфации метаморфизована большая часть пород одолгинской и агинканской свит, среди которых изредка встре-

чаются углисто-графитовые двуслюдяные сланцы с парагенезисом ставролита и хлорита (руч. Раздольный, левобережье р. Бурпала). Хлорит в этих сланцах чаще всего отмечается в реликтах; видимо, область устойчивости его здесь заканчивается. Гранаты из ставролитсодержащих кристаллических сланцев этой субфации имеют  $F = 82-84\%$  (табл. 2, обр. 1430/7, 3510/7, 9), ставролита — 79,4, биотита — 46,5% (обр. 1430/7). Полиморфов глинозема в этих породах не встречено; в более высокометаморфизованных разностях, которые будут рассмотрены ниже, отмечается кианит. Парагенезисы богатых кальцием пород приведены в табл. 1. Температура метаморфизма по Гр-Би и Гр-Ст геотермометрам оценивается в  $560^{\circ}$ . На диаграмме С.П. Кориковского (1979) парагенезисы этой субфации близки моновариантному равновесию  $Ст+Хл+Му-Би+Ки+Кв$  в области кианита, что отвечает температуре  $500-520^{\circ}$  и литостатическому давлению около 4 кбар.

В условиях ставролит-биотит-кианит-мусковитовой (кианит-биотит-ставролитовой) субфации метаморфизованы породы одолгинской, устьбурпалинской и частично эльгаканской свит. Внутри субфации выделяются низко- и высокотемпературная ступени.

Парагенезисы низкотемпературной ступени установлены в породах одолгинской свиты в верховьях руч. Раздольный, Анамжак, Июньский, Аимкан. Здесь отмечается устойчивый парагенезис ставролита ( $F = 79\%$ ) с кианитом в двуслюдяных сланцах, обогащенных углисто-графитовым веществом. Помимо ставролита с кианитом устойчивы гранат ( $F = 81-83\%$ ) и биотит ( $F = 46-54\%$ ). Плагноклаз имеет четкую обратную зональность, состав его меняется от № 25 до № 27. В богатых кальцием породах здесь устойчив гранат ( $F = 79\%$ ) с роговой обманкой ( $F = 61\%$ ), плагноклазом и кварцем или с роговой обманкой, цоизитом, эпидотом и кварцем. На диаграмме С.П. Кориковского (1979) рассмотренные парагенезисы метапелитов, видимо, отвечают дивариантному полю  $Би+Ки+Кв-Ст+Му+Кв$ , располагаясь выше инверсионной линии Ки-Сил и ниже линии разложения  $Би+Ки+Кв$  на  $Кор+Му$ , что отвечает параметрам метаморфизма  $P_s = 4.7-5.0$  кбар,  $T = 500-570^{\circ}$ .

В условиях высокотемпературной ступени метаморфизованы породы устьбурпалинской свиты и частично эльгаканской свиты южного склона хр. Янкан. В двуслюдяных кристаллических сланцах эльгаканской свиты устойчивость ставролита на этой ступени снижается, а граната возрастает (ставролит нередко образует реликты в гранате). Железистость ставролита здесь падает до 71%, а граната — остается почти на том же уровне. Более того, здесь отмечаются высокожелезистые гранаты и биотиты (табл. 2, обр. 639/1), что, видимо, обусловлено первичным составом пород. В двуслюдяных кристаллических сланцах устьбурпалинской свиты (слабодиффундированных и в целом очень редких в этой свите) гранат имеет довольно низкую железистость (74,6), регрессивно зонален

(рис. 2): содержание пиропа в центре зерен 24,6%, в краевых частях — 22,2%. Плаггиоклазы имеют четкую обратную зональность с изменением состава от № 23 до № 26 или от № 26 до № 30. В богатых кальцием породах на этой ступени образуются эпидотовые, эпидот-гранатовые и гранатовые амфиболиты, гранат-роговообманковые кристаллические сланцы с клиноцоизитом и эпидотом. Гранаты и роговые обманки эпидот-гранатовых амфиболитов отличаются высоко кальциевым составом. В гранате гроссуляровый минал составляет 38–41,4%. Роговая обманка по соотношению  $\alpha_{Ca}$  (30,2),  $\alpha_{St}$  (23,8) и  $\alpha_{VI}$  (32,2) на диаграммах близка к голубовато-зеленым чермакитам эпидот-амфиболитовой фации (Кориковский, 1967). В метадиабазях еще сохраняются реликты офитовых структур. В роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсах, широко развитых в этих свитах, устойчивы парагенезисы  $Ro+Bi\ddot{+}Эп\ddot{+}Kцo+Пл+Кв\ddot{+}Кпш$ ,  $Ro+Kцo+Пл+Кв$ . Плаггиоклаз в них имеет обратную зональность с изменением состава от № 23 до № 30. Часто отмечаются основные плаггиоклазы от № 30 до № 43 (устьбурпалинская свита) или от № 56 до № 65 (эльгаканская свита). Роговая обманка густая сине-зеленая, высокожелезистая ( $F=60,1$ ) и высококальциевая ( $\alpha_{Ca}=37,6$ ). На тех же диаграммах в координатах  $\alpha_{Ca}-\alpha_{VI}$  она ложится также в поле голубовато-зеленых чермакитов эпидот-амфиболитовой фации. Биотит характеризуется довольно низким содержанием титана (2,7%), высокой железистостью ( $F=54,9$ ) и низким содержанием фтора (0,25%). Температура образования пород этой субфации по  $Ro-Gr$  и  $Ro-Pl$  геотермометрам оценивается в 580–590°, а по  $Bi-Ro$  геотермометру — в 590°.

Фация альмандиновых амфиболитов (ставролитовая). Несовпадение границ фации по В.А. Глебовицкому и С.П. Кориковскому объясняется тем, что С.П. Кориковский недосыщенные калием жедритовые парагенезисы относит еще к ставролитовой фации. В нашем случае ставролит обычно отмечается как реликтовый или реакционный минерал только в жедритовых породах и совсем отсутствует во вмещающих их глиноземистых разностях. Более удачной представляется классификация В.А. Глебовицкого (1975), так как по латерали намечается смена кианитовых пород силлиманитовыми, хотя кианит в реликтах отмечается вплоть до высокотемпературной границы фации. При этом синхронно со сменой полиморфов глинозема происходит смена аксессуарных минералов (турмалина — шпинелью). Нижняя граница указанной фации проводится по исчезновению ставролита в метапелитах и минералов группы эпидота в богатых кальцием породах.

В пределах фации выделяются три субфации: 1) гранат-кианит-биотит-мусковитовая или жедрит-кианит-гранатовая; 2) кианит-биотит-гранат-ортоклазовая; 3) силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая.

Породы гранат-кианит-биотит-мусковитовой или жедрит-кианит-гранатовой (кианит-биотит-ставролитовой) субфации развиты в междуречьях Нюкжа-М. Эльгакан (в центральной и се-

верной частью хр. Янкан), а также в приустьевой части р. В. Ларба. На этих участках развиты разнообразные петрохимические группы пород, давшие различные оригинальные парагенезисы.

В метapelитах здесь развиты гранат-кианит-биотит-кварцевые и двуслюдяные турмалиносодержащие кристаллические сланцы и гнейсы. В разных количествах и сочетаниях в них присутствует плагиоклаз с резкой обратной зональностью от олигоклаза № 23 до андезина № 36. В этой субфации еще в очень малых количествах и, как правило, реакционный появляется первый кордиерит.

В бедных калием породах здесь выявлены жедритовые кристаллические сланцы и кианитовые жедрититы (впервые установленные в Становой области). Наиболее распространен в них парагенезис Жед+Ки+Би+Кор+Кв, изредка отмечается гранат. В шлифах наблюдаются разнообразные реакционные соотношения минералов; особенно эффектны симплектитовые каймы кордиерита со шпинелью вокруг кианита, жедрита и граната, в которых часто еще присутствует ставролит. Иногда такие каймы развиты вокруг ставролита. Топология и направленность реакций при подобном замещении требуют специального изучения и расчета. Необходимо отметить, что наиболее „агрессивным“ во всех реакциях является кордиерит, который образует каймы, симплектитовые сростания и часто замещает упомянутые минералы (особенно ставролит), оставляя небольшие реликтовые островки. Реакции замещения биотита и жедрита кордиеритом (как реакции дегидратации) имеют эндотермический характер. Очень редко здесь отмечается силлиманит, видимо, замещающий кианит. Породы незначительно и неравномерно диафорированы. В гранате (табл. 2, обр. 9007/6; рис. 2) установлена очень четкая прогрессивная зональность с увеличением пиропового минерала от центра к краю на 3–4 мол.% и с уменьшением в этом же направлении содержания марганца и кальция. Анализ граната (ядро из обр. 9138/2) показал наиболее высокое для гранатов эльгаканского комплекса содержание пироба (около 36%). Кордиерит имеет железистость 19.4, причем в нем также установлено слабо выраженное зональное строение. Жедрит (обр. 9007/6) имеет железистость от 45.3–48.5 до 58.8 (по четырем анализам, выполненным в разных лабораториях). Здесь же установлены два биотита, резко различающихся по глиноземистости ( $\alpha_{\text{gl}}$  = 4.76 и 15.84).

Условия метаморфизма рассматриваемых пород, видимо, близки к положению линии моновариантного равновесия Ст+Кв-Гр+Ки (Кориковский, 1979) в поле кианита и выше нонвариантной точки пересечения этой линии с линией разложения грюнерита на феррогиперстен и кварц, что отвечает температуре 580–590° и давлению около 6.5 кбар. В подобной интерпретации диаграммы есть противоречия: с одной стороны, присутствие силлиманита указывает на условия, близкие к инверсионной линии Ки-Сил ( $P_g$  около 6 кбар), а с другой – эта инверсия проходит в поле Фгил+Кв, однако во вмещающих породах здесь устойчив только грюнерит с кварцем и нигде не встречен феррогиперстен.

В бедных калием высокожелезистых породах здесь развит парагенезис Кум (Грюн)+Гр+Мт+Кв+Ро+Пл. Железистость грюнерита 74,  $N_g = 1.705$ ,  $N_p = 1.668$  (граната - 89-94,  $N_g = 1.808-1.815$ ), роговой обманки (в бескуммингтонитовых парагенезисах) - 53%. Пространственно с указанными образованиями связаны довольно своеобразные породы с парагенезисом роговой обманки и основного плагиоклаза (табл. 1). Плагиоклаз в них имеет четкую обратную зональность от № 38 до № 47 или от № 52 до № 60. Подобные парагенезисы встречаются в эльгаканском комплексе и в более высокотемпературных зонах, где основность плагиоклаза возрастает еще больше. В известковистых породах отмечается парагенезис диопсида с тремолитом, кварцем и основным (№ 61-66) плагиоклазом. Минералы группы эпидота здесь не встречаются.

С переходом к высокотемпературной зоне происходит смена кианита силлиманитом, резко возрастает роль кордиерита, исчезает турмалин, появляется шпинель.

Породы кианит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации (фация биотит-мусковитовых гнейсов и кианит (силлиманит)-биотит-ортоклазовая) развиты в бассейне р. Нюкжа в приустьевых частях рр. М. Эльгакан и Ср. Ларба, на правом берегу р. М. Эльгакан. Этот участок наиболее беден прослоями глиноземистых пород, среди которых встречаются парагенезисы кианита с биотитом и кордиеритом в присутствии ортоклаза. Кордиерит развит довольно широко, в небольших количествах появляется силлиманит, замещающий кианит. Турмалин встречается редко в виде очень мелких зерен, а в реакционных каймах с кордиеритом развивается шпинель. Зональность плагиоклазов обратная, очень четкая - от № 30 до № 40 в пределах одного зерна. Гранат из гранат-кианит-кордиерит-биотитовых гнейсов (табл. 2, обр. 5888/2) имеет довольно высокое содержание пиропового минерала с незначительной регрессивной зональностью и повышением железистости от 72 до 74 к краю зерна. К периферии возрастает содержание спессартинового компонента, а гроссулярового уменьшается (рис. 2). Регрессивная зональность связана с диафорезом и проявлена не закономерно. Железистость сосуществующих биотита равна 47, кордиерита - 33. Среди богатых кальцием пород в этой субфации отмечаются гранатовые амфиболиты (иногда кварцсодержащие) и диопсидовые амфиболиты. Плагиоклаз и в тех и в других породах имеет обратную зональность - от № 35 до № 40. Температура этой субфации, оцененная по Гр-Би геотермометру, 680-690°, а приблизительное давление (по Гр-Кор барометру) около 6,8 кбар.

Очень широко в районе развита наиболее высокотемпературная субфация фации альмандиновых амфиболитов - силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая. Она занимает бассейны рр. Олёмки, Лопчи, левобережье р. М. Эльгакан. Для нее характерны смена кианита силлиманитом, ассоциация силлиманита с ортоклазом (видимо, за счет разложения мусковита

с кварцем), широкое развитие кордиерита. В бедных калием породах устойчив парагенезис феррогиперстена с кварцем (но без ортоклаза). Для бедных кальцием пород характерны парагенезисы Сил+Би+Гр+Кор+Ки+Пл+Кв+Орт+Шп. Породы этой субфации почти повсеместно гранитизированы, фибролитизированы, что сказалось на составе исходных минералов. Гранаты из подобных пород нередко имеют регрессивную или сложную зональность: количество пироба резко падает от центра к краю зерна (20,52–12,23%; табл. 2, обр. 758), спессартина остается стабильным, гроссуляра также падает (2,93–1,60%), а в непосредственной кромке снова возрастает (до 1,80%). Железистость сосуществующего с гранатом биотита равна 62,9, кордиерита – 42,9; содержание титана в биотите 3,0%,  $\alpha_{Si} = 32,75$ ,  $\alpha_{VI} = 18,0$ . Последние исследования Л.Л. Перчука (устное сообщение) показывают, что при регрессивных изменениях состав граната в узкой зоне меняется на границе с биотитом (где создается диффузионная зона) и остается стабильным на границе с кордиеритом. Поэтому температура образования пород, оцененная по центру зерна, составляет 700°, а по кромке (на границе с биотитом) – 620°, что, возможно, отвечает температуре диафореза. Плаггиоклазы описываемых пород имеют четкую обратную зональность от олигоклаза № 27 до андезина № 32. При диафорезе в них появляется узкая кайма раскисления (до № 29–30). Рядом с рассмотренными породами встречены интересные парагенезисы в бедных калием и кальцием породах: Фгип+Гр+Кор+Би+Кв, т.е. парагенезисы граната с кордиеритом и феррогиперстеном, но без ортоклаза. Железистость граната – 72 (пироп – 29,7%), кордиерита – 29,7, биотита – 47%. В породах, бедных калием, но богатых кальцием, устойчив парагенезис феррогиперстена с куммингтонитом, роговой обманкой, кварцем, иногда гранатом. В богатых известью породах, встреченных на правом берегу р. Олёкмы и в бассейне р. Лопча, в парагенезисах Ро+Кли+Пл, Ро+Пл+Би, Ро+Пл+Кв+Мт отмечается максимальная основность плаггиоклаза, колеблющаяся от андезина № 30 до битовнита № 95, причем четко выявляется обратная зональность с разницей в основности до 15 единиц. Кордиерит–гранат–феррогиперстеновые гнейсы отличаются наибольшей свежестью, и составы слагающих их минералов, вероятно, более всего отвечают условиям кристаллизации. Температура их образования по Гр–Би геотермометру оценена в 700°, по Гр–Гип термометру – в 715°, давление по Гр–Кор барометру – в 6,8 кбар.

Таким образом, на Олёкминском участке эльгаканского комплекса отмечаются наиболее магнезиальные гранаты с содержанием пироба до 28% (не считая специфических жедритовых парагенезисов). Подобный состав граната, устойчивость гиперстена с кордиеритом только в бедных калием и высокожелезистых породах, отсутствие граната в парагенезисе с ортоклазом, наличие калишпата и силлиманита в метapelитах, ассоциация феррогиперстена с куммингтонитом, а куммингтонита с плаггиоклазом, составы амфиболов и другие признаки говорят о принадлежности пород Олёкминского участка к высокотемпературной силлиманит–биотит–гранат–ортокла-

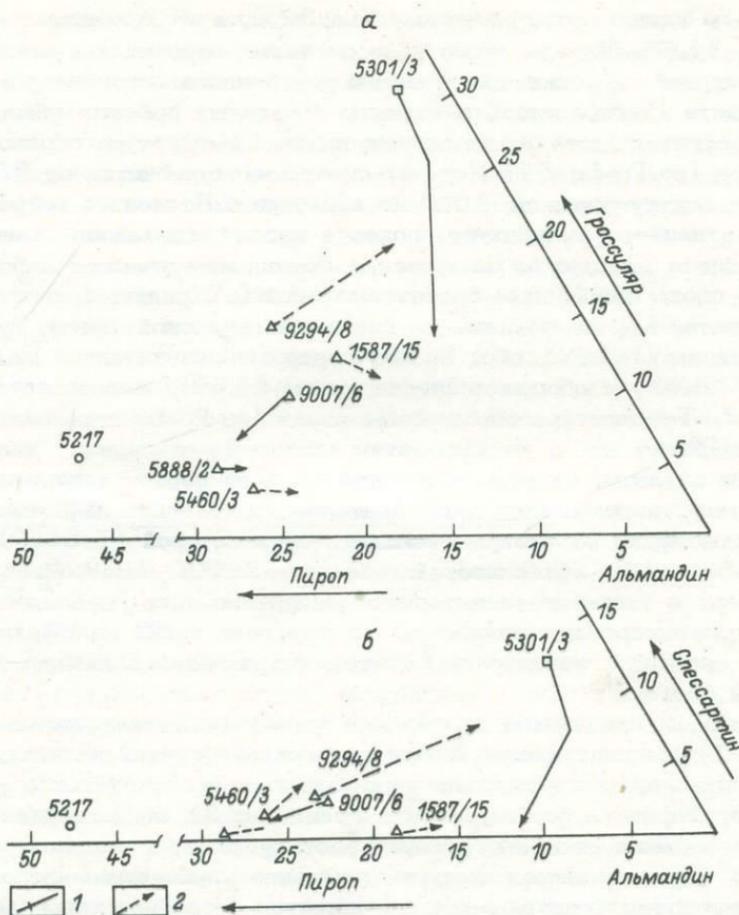


Рис. 3. Изменение компонентного состава зональных гранатов в координатах: пироп-альмандин-гроссуляра (а) и пироп-альмандин-спессартина (б).

Характер зональности: 1 - прогрессивный, 2 - регрессивный. Стрелками показано изменение состава от центра к периферии зерен. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

зовой субфации, что дополнительно подтверждается термо- и барометрией. Гранаты Лопчинского участка, где метapelиты наиболее сильно диафорированы, имеют специфический состав; они богаты кальцием и марганцем (табл. 2, обр. 9294/8, 9300), гроссуляровый минал в них меняется от 13,8 до 18,4%, а спессартиновый - от 2,5 до 6,2%. В этих гранатах установлена наиболее резкая и сложная регрессивная зональность (рис. 3). От центра к краю зерна падает количество пироба, менее быстро - гроссуляра, а спессартина - резко возрастает. Железистость сосуществующего кор-

диерита на контакте с гранатом равна 32,2, а на контакте с биотитом — 34,6%. Породы этого участка также относятся к высокотемпературной субфации по наличию устойчивого парагенезиса силлиманита с ортоклазом, появлению буроватых роговых обманок и ряду других признаков, указанных выше. Температура образования пород (по Гр-Би и Гр-Кор термометрам) колеблется от 600–690° по центру зерен до 500° по периферии. Последняя цифра, вероятно, отвечает температуре процесса кислотного выщелачивания, широко здесь развитого. На этом же Лопчинском участке широко развиты очень однородные биотитовые гнейсы с редкими включениями граната, внешне похожие на гнейсы чильчинской свиты. Гранат этих гнейсов (табл. 2, обр. 9300) содержит сравнительно мало пирропа (18,6%) и обогащен спессартином (4,4%), железистость его 80,7. Температура образования пород (по Гр-Би термометру) равна 640°.

Таким образом, на всей изученной площади породы эльгаканского метаморфического комплекса претерпели прогрессивный зональный метаморфизм от ставролит-хлорит-мусковитовой ( $T=560^{\circ}$ ) до силлиманит-гранат-ортоклазовой субфации ( $T=700-715^{\circ}$ ,  $P_g = 6,8$  кбар) в условиях кианит-силлиманитового типа глубинности. Степень метаморфизма возрастает по латерали с ЮВ на СЗ, что, видимо, связано с увеличением в этом направлении величины эрозионного среза.

Основными признаками указанного характера метаморфизма являются: 1) кристаллизация (почти во всех субфациях) кианита, а не андалузита; 2) очень позднее появление и незначительное развитие кордиерита в парагенезисе с гранатом; 3) закономерная смена в направлении от низкотемпературной субфации к высокотемпературной более низкотемпературных и менее глубинных минералов более высокотемпературными и глубинными: а) замещение кианита силлиманитом; б) закономерное падение железистости граната — от 82 до 72%; в) увеличение основности плагиоклаза в петрохимически однородных породах; г) коронарные и симплектитовые структуры (каймы) кордиерита вокруг граната, биотита; жедрита, свидетельствующие о дегидратации минералов и эндотермической направленности реакции; д) замещение куммингтонита феррогиперстеном.

Наиболее общими характерными признаками прогрессивно метаморфизованных комплексов, описанными С.П. Кориковским (1967, 1979), В.И. Березкиным (1977) и другими исследователями и установленными нами в эльгаканском комплексе, являются: 1) наличие парагенезиса куммингтонита с роговой обманкой и плагиоклазом, характерного для верхов амфиболитовой фации (Маракушев, 1965); 2) присутствие почти во всех субфациях очень основных (до битовнита) плагиоклазов; 3) обратная зональность плагиоклазов; 4) наличие гранатов с прогрессивной зональностью; 5) присутствие жедрита (минерала, устойчивого в амфиболитовой фации в условиях инертного поведения щелочей). Перечисленные признаки отсутствуют в регрессивно переработанных нижнеархейских породах станового комплекса (Кориковский, 1967, с. 159).

Приведенные выше случаи незначительной регрессивной зональности гранатов, по всей вероятности, связаны с позднеархейской гранитизацией эльгаканского комплекса. Отдельные редкие случаи резкой регрессивной зональности, например обр. 9294/8 в табл. 2, возможно, связаны с постмагматической стадией позднеархейской гранитизации либо с процессами раннепротерозойской активизации района. При этом необходимо отметить, что снижение содержаний пиропового компонента в ядре зерен составляет всего 2–4, редко около 8%. Максимальное содержание пироба в гранатах этого комплекса не превышает 27,9% (минимальное – 16,07%), тогда как в гранатах гранулитового комплекса оно равно 40–44%. Как видно на рис. 3, точка гранулитового граната резко обособляется от гранатов эльгаканского комплекса, группирующихся в едином поле. Из этого следует вывод, что породы эльгаканского комплекса не проходили гранулитовой стадии метаморфизма и по глубинности даже близко не достигали ее.

Верхнеарбинский метаморфический комплекс объединяет породы, относимые ранее к зверевской и чекчейской свитам нижнего архея, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

Проведенными работами установлены четырехчленное строение нижнеархейского разреза и хорошая сопоставимость его с курультинской серией Е.П. Миронюка (1966), в связи с чем снизу вверх выделяются следующие свиты: каруракская, иманграканская, зверевская, курбаликитская.

Каруракская свита представляет собой переслаивание мощных пачек (300–500 м) основных кристаллических сланцев мезо–меланократовых двупироксеновых (в том числе с роговой обманкой или паргаситом), диопсид–плаггиоклазовых, роговообманково–гранат–двупироксеновых (эклогитоподобных) с лейкократовыми кристаллическими сланцами биотит–ортопироксеновыми и плаггиогнейсами гранатовыми, гранат–биотитовыми, редко силлиманит–кордиерит–гранатовыми (кинцингитами). Здесь же отмечаются прослои и линзы ультраосновных кристаллических сланцев двупироксеновых, в том числе с оливином, бронзит–оливиновых, редко кальцифиров и кварцитов, в том числе магнетитовых, калишпатовых, диопсидовых. Мощность свиты 4500 м.

Иманграканская свита представлена основными кристаллическими сланцами роговообманково–клинопироксеновыми, часто со скаполитом, клинопироксеновыми, реже двупироксеновыми с роговой обманкой мезо–меланократовыми. В верхах свиты – те же сланцы, более лейкократовые грубополосчатые, реже гнейсы гиперстеновые, биотит–гиперстеновые и биотитовые. Отмечаются прослои и линзы ультраосновных кристаллических сланцев (состоящих из роговой обманки и двух пироксенов в разных сочетаниях), клинопироксен–роговообманково–магнетитовых и клинопироксен–магнетит–роговообманковых кристаллических сланцев, магнетитовых кварцитов. Мощность свиты 3000 м.

Зверевская свита сложена плаггиогнейсами гранатовыми, гранат–биотитовыми, графит–биотит–гранатовыми, реже гранат–гиперстено-

выми. В резко подчиненном количестве встречаются кристаллические сланцы лейкократовые – ортопироксеновые, гранат–ортопироксеновые, а также гранат–роговообманково–двупироксеновые (эклогитоподобные и ультраосновные), высокомагнезиальные коматитового ряда и железомagneзиальные с примесью плагиоклаза или скаполита, состоящие в разных сочетаниях из двух пироксенов, роговой обманки и оливина. Встречаются единичные прослой кинцититов. Мощностъ свиты 1700 м.

Курбаликитская свита в своей верхней части сложена гнейсами и плагиогнейсами биотит–роговообманковыми и биотитовыми (редко с ортопироксеном) с прослоями и линзами мелкозернистых основных кристаллических сланцев клинопироксен–роговообманковых, скаполит–диопсидовых, реже двупироксен–роговообманковых. В средней и нижней частях свиты основные кристаллические сланцы среднезернистые, двупироксен– и ортопироксен–роговообманковые, с прослоями и линзами биотитовых и гиперстеновых (с ортоклазом) гнейсов. Разрез свиты неполный, обнажены его низы, видимо, в объеме только нижнекурбаликитской подсвиты Е.П. Миронюка (1966). Видимая мощностъ 2500 м.

Принадлежностъ рассматриваемых пород к гранулитовой фации определяется: наличием парагенезисов – гиперстена с ортоклазом, высокомагнезиальных гранатов с кордиеритом и силлиманитом, присутствием в метapelитах силлиманита и отсутствием кианита и, наконец, широко развитым устойчивого парагенезиса гиперстена с основным плагиоклазом в основных кристаллических сланцах.

Породы верхнеарбинского комплекса неравномерно и с разной интенсивностъю диафорированы (особенно каруакская свита); однако всегда сохраняются реликтовые участки, позволяющие уверенно относить их к гранулитовой фации. Описываемая фация разделяется на гранат–кордиерит–ортоклазовую и, условно, силлиманит–биотит–ортоклазовую субфации.

В гранат–кордиерит–ортоклазовой субфации (умеренного и повышенного давления) установлен парагенезис гиперстена с ортоклазом, роговой обманкой и плагиоклазом – чарнокитовые гнейсы. Встречаются они очень редко, причем ортоклаз в них угнетен. В бедных кальцием породах (кинцититах) здесь установлены парагенезисы  $Gr+Sil+Kor+Ort+Bi+Kv+(Py)$ , в которых гранаты и кордиериты в отличие от таковых эльгаканского комплекса характеризуются повышенной магнезиальностъю, что является признаком больших глубин формирования (Маракушев, 1965). Железистостъ граната в кинцититах равна 55 (табл. 2, обр. 5217), содержание пиропового минала (44,06%) более чем в 1,5 раза превышает его содержание в наиболее магнезиальных гранатах эльгаканского комплекса. Как видно из рис. 2, 3, гранаты верхнеарбинского комплекса резко обособляются в сторону магнезиальных составов и занимают промежуточное положение между сутамским и алданским комплексами. Железистостъ кордиерита в этих породах 22–29. В лейкократовых биотит–гранатовых плагиогнейсах (гранулитах) с пара-

генезисом  $\text{Gr}+\text{Bi}+\text{Pl}+\text{Kv}+(\text{Гф})$  плагиоклаз отвечает андезину № 42–45, а гранаты содержат несколько меньше пиропы (39,7%) и обогащены гроссуляром и андрадитом (в сумме 7%) (табл. 2, обр. 5281/3). Биотит отличается высоким содержанием титана (4,85% против 3,74 и 2,99% в биотитах эльгаканского комплекса). Признаком высокотемпературного образования гранатов является также высокое содержание в биотите фтора (0,90% против 0,21% в эльгаканском комплексе). Приведенные составы граната, биотита и кордиерита существенно отличаются от среднего состава этих минералов, используемых в качестве термометра и барометра Л.Л. Перчуком, что исключает возможность использования их в этом качестве.

В условиях этой же субфации метаморфизованы также основные, ультраосновные и эклогитоподобные кристаллические сланцы каруракской, иманграканской, зверевской и низов курбаликитской свит. Для основных кристаллических сланцев характерны парагенезисы  $\text{Опи}+\text{Кпи}+\text{Пл}+\text{Ро}$  при основности плагиоклаза в среднем 50–55. В ультраосновных кристаллических сланцах наиболее распространен парагенезис  $\text{Опи}+\text{Кпи}+\text{Ро}+\text{Шп}$ , реже  $\text{Опи}+\text{Кпи}+\text{Оль}+\text{Ро}+\text{Шп}$  или  $\text{Опи}+\text{Оль}+\text{Шп}$ . Необычной находкой в основных и ультраосновных кристаллических сланцах являются парагенезисы  $\text{Кпи}+\text{Опи}+\text{Ро}+\text{Ск}+\text{Пл}$  и  $\text{Опи}+\text{Кпи}+\text{Прг}$  (табл. 1). Скаполит (мицзонит № 70,  $N_g=1.581$ ,  $N_e=1.559$ ) находится в равновесии со всеми минералами, в том числе с плагиоклазом. Как метаморфический минерал он описан во многих районах (Дир, 1965), но, как правило, в метаосадочных породах амфиболитовой фации. Так как ультраосновные кристаллические сланцы не имеют осадочных аналогов, вопрос происхождения скаполита в них требует специального изучения. Возможен вариант его образования при воздействии ультраосновных магм на известковистые осадки до главной стадии метаморфизма в условиях высокой парциальной доли  $\text{CO}_2$  во флюидах или путем осаждения хлора, фтора и  $\text{CO}_2$  из самих метаморфизирующих флюидов.

По петрохимическим особенностям ( $\text{MgO}=20\text{--}22\%$ ) в особую группу выделены коматиитовые ультраосновные кристаллические сланцы. Микрорентгеноспектральный анализ слагающих их минералов подтверждает высокомагнезиальный состав этих пород. Железистость клинопироксена равна в них 15,8, ортопироксена – 22,4, роговой обманки – 19,4. По  $\text{Опи}-\text{Кпи}$  термометру (Перчук, 1973) температура образования этих пород отвечает  $870^\circ$ .

Для оценки параметров метаморфизма и их сравнения по свитам более детально изучались эклогитоподобные кристаллические сланцы каруракской и зверевской свит. В каруракской свите установлены своеобразные эклогитоподобные кристаллические сланцы с парагенезисом  $\text{Кпи}+\text{Ро}+\text{Пл}+\text{Опи}+(\text{Шп})$  и необычным сиреневато-розовым четко плеохроирующим клинопироксеном. Микрорентгеноспектральный анализ (обр. 1/2) не показал каких-либо аномалий в его составе, за исключением повышенного (1,3%) содержания титана. Вероятно, окраска минерала связана с элементами-примесями. Железистость клинопироксена 25,6, а ассоциирующего с ним граната – 53 (с содержанием пиропы 39,5%, а гроссуляра – 15,7%). Это

наиболее магнезиальный гранат в эклогитовых кристаллических сланцах не только курультинской серии, такие гранаты не встречались даже в сутамском комплексе. Сравнительный анализ составов минералов из эклогитоподобных кристаллических сланцев карурацкой и зверевской свит показывает более высокое содержание пиропового компонента в гранатах карурацкой свиты (23–39,5 против 19) и соответственно более низкую их железистость (53–71 против 76,4). В карурацкой свите в этих породах отчетливо фиксируется реакция эклогитизации:  $\text{Пл} + \text{Опи} = \text{Гр} + \text{Кпи}$ , характерная для наиболее глубоких пород гранулитовой фации. Такие реакции описывает Б.Г. Лутц (1974) для условий, переходных от гранулитовой фации к фации эклогитоподобных пород. В клинопироксенах карурацкой свиты содержится больше окиси натрия (жадеитового компонента) – 0,65–1,01% против 0,14% в зверевской, что также является признаком большей глубинности их образования (Маракушев, 1965). И наконец, железистость роговой обманки в кристаллических сланцах карурацкой свиты составляет 35–50, а зверевской 46–67%.

Параметры метаморфизма, определенные по железистости граната и основности плагиоклаза по диаграмме В.И. Кицула (Кицул и др., 1973), для карурацкой свиты составляют:  $P_s = 9,65$  кбар,  $T = 830^\circ$ ; для зверевской –  $P_s = 9,4$  кбар,  $T = 825^\circ$ . По классификации В.И. Кицула (Кицул и др., 1973) описанные нами парагенезисы эклогитоподобных кристаллических сланцев относятся к фации больших глубин ( $P_s > 9,4$  кбар), к высокотемпературной субфации. Динамотермальным метаморфизмом погружения, видимо, можно объяснить и снижение  $PT$ -параметров при переходе к верхам разреза курультинской серии, к курбаликитской свите, которую мы условно отнесли к субфации умеренного и пониженного давления.

К гранат-кордиерит-ортоклазовой и силлиманит-биотит-ортоклазовой (?) субфациям (умеренного и пониженного давления) или субфации роговообманковых гранулитов (Рабкин, Вишневский, 1971) отнесены породы средней и верхней частей разреза курбаликитской свиты, что сделано со значительной условностью, так как здесь отсутствуют высокоглиноземистые и эклогитоподобные породы, по которым можно более точно оценить условия метаморфизма. Тем не менее общее падение степени метаморфизма к верхам разреза серии вполне очевидно и выражается в следующем: 1) в петрохимически одинаковых группах основных кристаллических сланцев (с равным количеством кремнезема и железа) в верхах разреза исчезают эклогитоподобные кристаллические сланцы, что, видимо, связано с падением литостатического давления; 2) верх по разрезу в породах резко возрастает количество водосодержащих минералов (биотита и роговых обманок) и соответственно сокращается количество пироксенов, ортопироксен здесь редкость; 3) происходит смена бурых роговых обманок буровато-зелеными и синевато-зелеными; 4) породы становятся более мелкозернистыми и приобретают сланцеватые текстуры; 5) в основных кристаллических

сланцах снижается основность плагиоклаза до андезина № 45–36 без признаков диафореза и гранитизации; б) появляются биотитовые (пертитовые) граниты, отсутствующие в нижних частях разреза. В то же время равновесные соотношения гиперстена с плагиоклазом в присутствии роговой обманки и ряд других признаков позволяют уверенно относить рассматриваемые породы к гранулитовой фации. Так, например, биотиты из биотит-роговообманковых гнейсов с гиперстеном отличаются от биотитов предыдущей субфации более низким содержанием титана (3,84–4,32 против 4,85%), однако превышающим эту величину в биотитах амфиболитовой фации и более близкой к таковой в биотитах гранулитовой фации алданского комплекса.

Таким образом, метаморфизм верхнеларбинского комплекса характеризуется следующими главными чертами: 1) он относится к сутамской фации глубинности (по А.А. Маракушеву, 1965); 2) по РТ-условиям, видимо, занимает промежуточное положение между сутамским и алданским комплексами (карурацкая свита ближе к сутамскому комплексу, а курбаликитская – к алданскому); 3) с сутамским комплексом его объединяет большое количество эклогитоподобных и ультраосновных кристаллических сланцев, высокомагнетизальные составы минералов в кинцигитах, а отличает – незначительное количество эндербитов, почти полное отсутствие чарнокитовых гнейсов, чарнокитов и специфических для сутамского комплекса гиперстен-силлиманитовых и сапфириновых пород; кроме того, среди метапелитов здесь в основном развиты гранат-биотитовые гнейсы вместо гиперстен-кордиеритовых, широко развитых в сутамском, и ряд других признаков. Вероятно, при образовании пород верхнеларбинского комплекса давление в низах разреза было близким сутамскому (но не достигало его), а температура была гораздо ниже. К верхам разреза давление падало незначительно, а температуры были близки к таковым алданского комплекса.

В породах верхнеларбинского комплекса проводился газохроматографический анализ в лаборатории Института земной коры. Основные результаты опубликованы в монографии „Флюидный режим метаморфизма“ (Летников и др., 1980). Здесь необходимо отметить, что наиболее высокие значения коэффициента восстановленности  $-0,49-0,89$  ( $K_B = (CO + CH_4 + H_2) / (CO_2 + H_2O)$ ) отмечаются в эклогитоподобных кристаллических сланцах карурацкой свиты и в ультраосновных кристаллических сланцах ( $K_B = 0,50-1,55$ ) коматитового ряда карурацкой и зверевской свит. Последние характеризуются наиболее восстановленными флюидами из всех гранулитовых комплексов СССР, по которым проводился анализ.

Полиметаморфические (регрессивно метаморфизованные) полихронные образования, связанные с позднеархейской гранитизацией и раннепротерозойскими тектоно-магматическими процессами. Они представлены диафоритами амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, бластомилонитами и калиевыми метасоматитами, а также продуктами кислотного выщелачивания.

Диафториты амфиболитовой фации широко развиты в междуречье Ср. и В. Ларбы (в бассейне р. Лумбир). Они образуются по гранулитовым породам верхнеларбинского комплекса (иманграканской, реже зверевской и курбаликитской свит). В результате диафтореза основные кристаллические сланцы превращаются в амфиболиты (с сине-зеленой роговой обманкой) и затем в плагиомигматиты с парагенезисами  $Ro+Pl_{47-37}$  и  $Ro+Pl_{30}^{+}Kv$ . Гранат-биотитовые гнейсы превращаются в биотитовые (с бледно-зеленым биотитом) плагиогнейсы или гнейсы с парагенезисом  $Bi+Pl_{25-30}^{+}Kv^{+}Kпш$ .

Диафториты эпидот-амфиболитовой фации развиваются по вышеописанным диафторированным и неизменным породам верхнеларбинского комплекса (каруракской, менее иманграканской свит), в меньшей мере по породам амфиболитовой фации эльгаканского комплекса (вдоль Желтулакской шовной структуры). В результате диафтореза по основным кристаллическим сланцам и амфиболитам образуются клиноцоизит (или эпидот)-роговообманковые кристаллические сланцы, иногда гранатсодержащие, с парагенезисами  $Ro(Акт)+Pl^{+}Эп+Кцо+Kv$ ,  $Ro(Акт)+Tr^{+}Ka$ ,  $Ro+Gr^{+}Эп+Pl^{+}Bi^{+}Kv$ . По гранат-биотитовым гнейсам образуются цоизит-гранат-биотитовые, более мелкозернистые, часто сланцеватые породы. При изменении гранулитов железистость граната возрастает от 55 до 79 мол.%. Диафторез как амфиболитовой, так и эпидот-амфиболитовой фации характеризуется натровым характером метаморфизирующих растворов.

Диафториты зеленосланцевой фации развиваются вдоль Желтулакской шовной структуры и параллельно ее разломам. Диафторезу этой фации подверглись метаморфические породы верхнеларбинского, эльгаканского и наиболее высокотемпературных субфаций желтулакского комплекса. Диафторез проявлен в условиях эпидот-хлоритовой и серицит-кальцитовой ступеней (по С.П. Кориковскому, 1967), причем диафторез первой из них проходил в условиях натрового, а второй — калиевого характера щелочных растворов.

Бластомилониты и калиевые метасоматиты наиболее широко развиты вдоль Желтулакской шовной структуры от верховий р. Бурпала до р. Нюкжа. Ширина зон милонитизации и метасоматоза достигает 1,5–2,5 км, протяженность — до 10 км. Бластомилониты развиваются по породам эльгаканского комплекса и древнестановым гранитам. Они представляют собой неравномернoзернистые сланцеватые или массивные породы с линзовидными порфиробластами микроклина, неравномерно насыщающими породы, участками вплоть до мономинеральных микроклинитов.

Продукты кислотного выщелачивания широко развиты в эльгаканском комплексе и незначительно в двух других. Кислотное выщелачивание проявлено в условиях кварц-сидиманитовой (фибrolитовой), в меньшей мере — кварц-дистеновой и кварц-мусковитовой фаций (по С.П. Кориковскому, 1967).



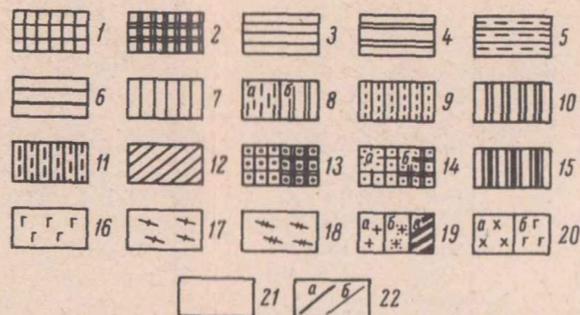
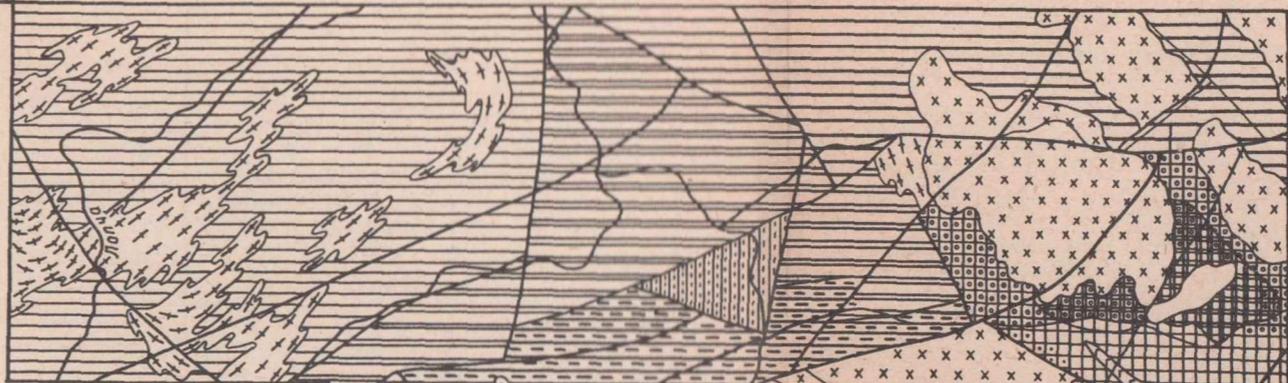


Рис. 1. Карта метаморфизма Олёкмо-Тындинского участка Джугджуро-Становой складчатой области.

**Верхнеарбинский метаморфический комплекс (ранний архей).** Гранулитовая фация: 1 – гранат–кордиерит–ортоклазовая субфация (умеренного и повышенного давления); 2 – гранат–кордиерит–ортоклазовая и силлиманит–биотит–ортоклазовая(?) субфации (умеренного и пониженного давления). **Эльгаканский метаморфический комплекс (поздний архей).** Кианит–силлиманитовая фациальная серия, фация альмандиновых амфиболитов: 3 – силлиманит–биотит–гранат–ортоклазовая, 4 – кианит–биотит–гранат–ортоклазовая субфации, 5 – гранат–биотит–кианит–мусковитовая (жедрит–кианит–гранатовая), 6 – нерасчлененная субфации; фация эпидотовых амфиболитов: 7 – ставролит–хлорит–мусковитовая, 8 – ставролит–биотит–кианит–мусковитовая (а – низкотемпературная, б – высокотемпературная ступени субфации); 9 – фация эпидотовых амфиболитов нерасчлененная; 10 – фация эпидотовых и альмандиновых амфиболитов нерасчлененная. **Джелтулакский метаморфический комплекс (ранний протерозой), промежуточная андалузит- и кианит–силлиманитовая фациальные серии:** 11 – фация эпидотовых амфиболитов, ставролит–хлоритоидная субфация, ставролит–альмандиновая ступень; 12 – фация зеленых сланцев (биотит–мусковитовая и хлорит–мусковитовая субфации нерасчлененные). **Полиметаморфические (регрессивно метаморфизованные) полихронные образования:** 13 – амфиболитовая фация по гранулитовой; 14 – эпидот–амфиболитовая фация по гранулитовой; 15 – эпидот–амфиболитовая фация по амфиболитовой и зеленосланцевая фация по эпидот–амфиболитовой, часто сопровождающиеся бластомилонитизацией и калиевым метасоматозом. **Плутонические породы:** 16 – раннеархейские анортозиты, 17 – позднеархейские гранитоиды (калиево–натровые), 18 – позднеархейские гранитоиды (существенно натровые), 19 – раннепротерозойские гранитоиды и метасоматиты (а – гранитоиды нормальной щелочности, б – щелочные гранитоиды и метасоматиты, в – бластомилониты и калиевые метасоматиты), 20 – постметаморфические и не связанные с метаморфизмом плутонические породы (а – гранитоиды, б – габброиды); 21 – неметаморфизованные мезозойские стратифицированные образования; 22 – разрывные нарушения (а), границы разновозрастных образований и фаций метаморфизма (б).

Породы кварц-силлиманитовой фации выщелачивания образуются по гнейсам и кристаллическим сланцам одолгинской и эльгаканской (реже других) свит, а также по древнестановым гранитам вдоль крупных разломов Желтулакской шовной структуры. Они представлены мусковитовыми, кварц-мусковитовыми сланцами, насыщенными линзовидными прожилками темно-серого кварца и более крупными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами. Мощность зон десятки-сотни метров, протяженность - первые километры. Кислотному выщелачиванию в условиях кварц-дистеновой и кварц-мусковитовой фаций подвержены гранатовые гнейсы каруракской свиты, в результате чего они превращены в гранат-кианит-двуслюдяные сланцы и мусковит-кианитовые турмалинсодержащие кварциты. Мощность таких зон - первые метры, протяженность - десятки метров.

Таким образом, в пределах Олёкмо-Тындинского участка Джугджуро-Становой складчатой области выделены и изучены три разновозрастных метаморфических комплекса.

Метаморфизм раннепротерозойского желтулакского комплекса проходил в условиях средних глубин в переходной области от андалузит-силлиманитовой к кианит-силлиманитовой фациальной серии в диапазоне всей зеленосланцевой фации, включая низкотемпературную (ставролит-хлоритоидную) субфацию эпидот-амфиболитовой фации.  $T=300-500^{\circ}$ ,  $P_S$  = до 3.8 кбар.

Зональный метаморфизм позднеархейского эльгаканского комплекса проходил в условиях глубинной кианит-силлиманитовой фациальной серии от ставролит-хлорит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации до высокотемпературной силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации альмандиновых амфиболитов.  $T=560-715^{\circ}$ ,  $P_S=4.0-6.8$  кбар и отвечает условиям ханкайской фации глубинности (по А.А. Маракушеву, 1965). Условия метаморфизма эльгаканского комплекса близки условиям субганского комплекса (по Р.Н. Ахметову и В.А. Кудрявцеву, 1981) западной части Становой области. На границе желтулакского и эльгаканского комплексов не отмечается существенного скачка в температуре, а скачок в давлении невелик и не может служить доказательством значительного перерыва в их образовании.

Метаморфизм раннеархейского верхнеарбинского комплекса проходил в условиях высокотемпературной и глубинной гранулитовой фации (гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации).  $T=825-870^{\circ}$ ,  $P_S=9.4-9.6$  кбар, что отвечает сутамской фации глубинности А.А. Маракушева (1965). На границе эльгаканского и верхнеарбинского комплексов намечается резкий термодинамический скачок, подтверждающий их разновозрастность и косвенно - структурное несогласие между ними.

Регрессивные преобразования пород, связанные с позднеархейской гранитизацией и раннепротерозойской активизацией района, проявлены очень неравномерно, преимущественно трассируя Желтулакскую шовную структуру, а также сопряженные с ней крупные разломы.

## Л и т е р а т у р а

А х м е т о в Р.Н., К у д р я в ц е в В.А. Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 104-120.

Г л а г о л е в А.А. Зональность прогрессивного метаморфизма Чаро-Токинского железорудного поля (юго-западная Якутия). - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, т. 1, с. 20-34.

Г л е б о в и ц к и й В.А., К р а т ц К.О., Б о н д а р е н к о Л.П., Д р у г о в а Г.М., М о с к о в ч е н к о Н.И., Н е е л о в А.Н., П р и я т к и н а Л.А. М е т а м о р ф и ч е с к и е п о я с а С С С Р. (Объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР м-ба 1:5 000 000). Л., 1975.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Н е е л о в А.Н., Д р у г о в а Г.М., С е д о в а И.С., Б а й к о в а В.С. Д ж у г д ж у р о - С т а н о в а я с к л а д ч а т а я о б л а с т ь. - В кн.: М е т а м о р ф и ч е с к и е к о м п л е к с ы А з и и. Н о в о с и б и р с к, 1977, с. 72-77.

Г л у х о в с к и й М.З., С и н ц е р о в а Е.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 з о н ы с о с л о е н е н и я А л д а н с к о г о щ и т а и Д ж у г д ж у р о - С т а н о в о й о б л а с т и (к проблеме станового комплекса). - В кн.: Д о к е м б р и й с к и е к о м п л е к с ы Б А М. В л а д и в о с т о к, 1979, с. 72-90.

Г н е в у ш е в М.А., К а л и н и н А.И., М и х е е в В.И., С м и р н о в Г.И. И з м е н е н и е р а з м е р о в я ч е й к и г р а н а т о в в з а в и с и м о с т и о т с о с т а в а. - З а п. В М О, 1956, ч. 85, вып. 4.

Д и р У.А., Х а у к Р.А., З у с м а н Д. П о р о д о о б р а з у ю щ и е м и н е р а л ы. - М., 1965.

Д р у г о в а Г.М., Н е е л о в А.Н. П о л и м е т а м о р ф и з м д о к е м б р и й с к и х о б р а з о в а н и й ю ж н о й ч а с т и А л д а н с к о г о щ и т а и С т а н о в о г о х р е б т а. - Т р у д ы Л А Г Е Д А Н С С С Р, 1960, вып. 1.

К а с т р ы к и н а В.М., К а с т р ы к и н Ю.П., Е л ь я н о в А.А. Г е о л о г и ч е с к о е с т р о е н и е и м е т а л л о г е н и ч е с к и е о с о б е н н о с т и д о к е м б р и й с к и х о б р а з о в а н и й Н ю к ж и н с к о - Т ы н д и н с к о г о у ч а с т к а Б А М. - В кн.: Д о к е м б р и й с к и е к о м п л е к с ы з о н ы Б А М. В л а д и в о с т о к, 1979, с. 55-71.

К и ц у л В.И., Ш к о д з и н с к и й В.С., З е д г е н и з о в А.Н. Ф и з и к о - х и м и ч е с к и й а н а л и з у с л о в и й о б р а з о в а н и я г р а н а т а в о с н о в н ы х к р и с т а л л и ч е с к и х с л а н ц а х г р а н у л и т о в о й ф а ц и и. - В кн.: П е т р о л о г и я г р а н у л и т о в о й ф а ц и и А л д а н с к о г о щ и т а. М., 1973, с. 4-28.

К о р и к о в с к и й С.П. М е т а м о р ф и з м, г р а н и т и з а ц и я и п о с т м а г м а т и ч е с к и е п р о ц е с с ы в д о к е м б р и и У д о к а н о - С т а н о в о й з о н ы. М., 1967. - 297 с.

К о р и к о в с к и й С.П. Ф а ц и и м е т а м о р ф и з м а м е т а п е л и т о в. - М., 1979. - 263 с.

Л е т н и к о в Ф.А., Г л е б о в и ц к и й В.А., С е д о в а И.С., В и л о р Н.В., Я р о ш у к М.А., К а с т р ы к и н а В.М., М а к р ы г и н а В.А., Д р у г о в а Г.М.,

Семенов А.П. Флюидный режим метаморфизма. - Новосибирск, 1980. - 192 с.

Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. - М., 1974. - 304 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М., 1965. - 327 с.

Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского шита и соотношение олёкминской серии и станового комплекса. - В кн.: Геология и петрология Алданского шита. М., 1966, с. 93-109.

Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - М., 1981. - 196 с.

Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области. - В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 91-111.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Корсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117-144.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. - М., 1973. - 318 с.

Рабкин М.И., Вишневский А.Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского шита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 103-116.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского шита. - Л., 1965. - 290 с.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В.Г. Кушев, Е.И. Марков, В.Е. Руденко,  
Ю.Л. Руденко, Н.А. Доронина

ГЕОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ПРИБАЙКАЛЬСКОГО УЧАСТКА ЗОНЫ БАМ

Процессы регионального метаморфизма в подвижных областях докембрия обнаруживают закономерную эволюцию термодинамического режима, изменения которого наиболее полно выражаются понятием „метаморфический цикл“. Применительно к докембрию метаморфические циклы можно рассматривать как одну из сторон геотектонических (или геодинамических) циклов. Ранняя и начальная стадии (переход к режимам пониженных теплоточков и формирование однородных метаморфических комплексов) соответствуют первым этапам заложения подвижных зон, главная стадия (образование локальных тепловых аномалий с проявлением зональности) отвечает эпохе инверсии, заключительная (постгранитизационный период регрессивного метаморфизма) – консолидации сформированной складчатой области. Поэтому условием успешного составления метаморфических (точнее – палеометаморфических) карт является выбор правильной тектонической основы, что необходимо и для построения общей геодинамической модели.

При построении карты метаморфических фаций рассматриваемого участка зоны БАМ в качестве основы были приняты Геологическая карта Бурятской АССР (1977) и Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали (1977) с некоторыми изменениями и уточнениями. Легенда составлена по принципу, использованному для карты метаморфических поясов СССР м-ба 1:1 500 000 (Карта..., 1975). Термодинамический режим определялся с применением петрогенетических решеток метаморфических фаций и субфаций (Глебовицкий, 1973) и корректировался данными термо- и барометрии с учетом химизма минералов, включая результаты микрозондового анализа. При проведении исследований большое внимание уделялось реконструкции первичного состава метаморфизованных образований (Руденко В., Руденко Ю., 1979), особенно важной для понимания зональных комплексов. В качестве общей геодинамической основы были приняты палеотектонические реконструкции, выполненные ранее (Кушев, 1976б, 1977, 1979б; Кушев, Силицын, 1980).

Наиболее древние структурные элементы территории – Северо- и Южно-Муйская глыбы – сложены кристаллическими сланцами, гнейсами и карбонатными породами архея, выделяющимися среди окружающих толщ протерозоя иным структурным планом и более высокой степенью однородного регионального метаморфизма. На больших площадях определены условия, соответствующие гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфациям фашиальной серии Б<sub>2</sub> (Т=650–700 °С, Р=7–10 кбар). Постархейские движения отразились на породах, слагающих глыбы, лишь в виде локальных проявлений диафтореза. Сравнение изученных архейских образований с разновозрастными породами соседних регионов выявляет определенные различия в режиме регионального метаморфизма отдельных разобщенных сегментов. Если отложения Чарской глыбы изменены в режиме андалузит-силлиманитового типа, то в Южно-Муйской и Амалатской – в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовая субфация).

Для нижнепротерозойского периода характерно четкое разграничение структурно-фашиальных условий осадконакопления и последующего метаморфизма в различных структурных зонах. В обрамлении Ангарской платформы и в Чарской глыбе развиты преимущественно метатерригенные отложения (чуйская толща, удоканская серия), пределом распространения которых служит система древних глубинных разломов так называемой Байкало-Витимской дуги. К югу от нее преобладают образования совсем другого типа – метаофиолиты и разнообразные по составу и текстурным признакам метаулканиты. Принципиально отличаются и условия метаморфизма пород по разные стороны от системы разломов. Терригенные отложения претерпели четко выраженный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фашиальной серии (Кориковский, 1971), общая степень которого уменьшается в сторону Ангарской платформы и Чарской глыбы от амфиболитовой до зеленосланцевой фации (Кушев, Руденко, 1977; Руденко В., Руденко Ю., 1979). В целом вариации условий метаморфизма составляют по Т–400–700 °С, по Р–1.5–6.0 кбар.

Условия нижнепротерозойского метаморфизма к юго-востоку и к югу от Байкало-Витимской дуги, в области распространения офиолитов и вулканогенно-осадочных образований были совершенно иными. Там, где эти породы не затронуты верхнепротерозойской метаморфической зональностью, степень их преобразования достигает низкотемпературной области эпидот-амфиболитовой фации лишь в отдельных участках, примыкающих к системе древних разломов. Судить о режиме давлений однородного низкотемпературного метаморфизма затруднительно, но находки реликтовых ассоциаций с Na-содержащими амфиболами типа паргасита и эклогитоидов среди метаофиолитов указывают на давления, превышающие умеренные.

В среднем протерозое почти на всей рассматриваемой площади установилась протоплатформенная обстановка. Лишь локально в тектонически активных зонах типа Аkitканского вулканогенного прогиба, природа которого рассматривалась ранее (Кушев, 1977а, 1979а), проявились высокоградиентный метаморфизм и сопряжен-

ный с ним гранитоидный магматизм ирельского комплекса с возрастом по  $Rb-Sr$  изохроне 1500 млн. лет (Мануйлова и др., 1977).

Наиболее полная последовательность метаморфических событий выявляется для верхнепротерозойского периода. Вулканогенно-осадочные породы рифейского возраста претерпели неоднократные складчатые деформации. Так, например, структуры Олоkitского и Котерского синклиналиев сформировались в результате последовательного наложения складчатости четырех генераций (Этапы..., 1980; Типы и фаши..., 1982; Марков, 1979, 1980, 1982). При сопоставлении складчатых деформаций с проявлениями метаморфического минералообразования выясняется, что формирование ранних складок  $F_1$  по времени совпадает с проявлением однородного площадного метаморфизма, степень которого не превышает высокотемпературной субфаши зеленосланцевой фаши ( $T$  не более  $350-450^\circ C$ ), причем области, примыкающие к Ангарской и Чаро-Алданской платформам, остались практически неметаморфизованными. Структурно-метаморфическая эволюция Котерского синклинория подробно рассматривается в специальной статье (Марков, 1982).

На площади с проявлением раннего однородного метаморфизма накладываются участки развития латеральной метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа, становление которой начинается в связи с формированием складчатости радиального сжатия  $F_2$ . В пределах локальных зональных комплексов установлены гранатовая, ставролит-хлорит-мусковитовая, ставролит-гранат-жедритовая, ставролит-кианит-биотит-мусковитовая, гранат-кианит-биотит-мусковитовая и гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая субфаши. Все они укладываются в фашиальную серию  $B_2$ , причем в целом условия в пределах зональных комплексов кианит-силлиманитового типа варьировали в широких пределах:  $T=400-750^\circ C$ ,  $P=4-9$  кбар. На территории севера Байкальской горной области выделяются пять различных по масштабам зональных верхнепротерозойских метаморфических комплексов: мамско-витимский, баргузинский, нюрунду-канский, маректинско-холоднинский и унгарский (Этапы..., 1980; Типы и фаши..., 1982). Соотношения верхнепротерозойских гранитоидов с фашиями метаморфизма однозначно указывают на то, что метаморфическая зональность сформировалась до процессов гранитообразования, и это вынуждает пересмотреть прежние представления о регионально-контактовом (Салоп, 1964) характере верхнепротерозойской метаморфической зональности.

Локально развитая метаморфическая зональность в плане имеет причудливый рисунок, причем расстояния между отдельными изоградами значительно меняются. Это не совсем обычное обстоятельство, а также обилие разрывных нарушений с элементами сдвига и надвигов, приводящее иногда к сближению изоград на сотни метров, очевидно, послужили причиной появления представлений о метаморфическом и структурном несогласиях между комплексами кианит-силлиманитового типа и слабометаморфизованными породами верхнего протерозоя, а также о более древнем возрасте сильнее метаморфизованных отложений по отношению к слабометаморфизо-

ваным (Кориковский, Федоровский, 1980; Соколов, Турченко, 1979). Однако принадлежность слабометаморфизованных, не охваченных зональным метаморфизмом и высокометаморфизованных пород к единому верхнепротерозойскому структурному ярусу подтверждается структурно-геологическими данными, прослеживанием метаморфической зональности по простирацию толщ (Салоп, 1964, 1967; Петров, Макрыгина, 1975) и результатами реконструкции первичной генетической природы метаморфических образований (Руденко Ю., 1976, 1977; Руденко В., Руденко Ю., 1979). Данные изотопных определений также указывают на более молодой возраст высокотемпературного зонального метаморфизма относительно раннего однородного низкотемпературного (Этапы..., 1980; Типы и фаши..., 1982). По данным И.А. Загрузиной, рифейский возраст получен и для баргузинских гранитов изохронным рубидиево-стронциевым методом (1100-1300 млн. лет).

Минеральные преобразования, наблюдаемые в породах нижнего палеозоя, в пределах рассматриваемой площади значительно отличаются от метаморфических преобразований предшествующих этапов и выражены, как правило, в простой перекристаллизации или регенерации породообразующих минералов (кварца, слюды и др.), которые целесообразно рассматривать в разряде дометаморфических.

Таким образом, каждый период развития территории севера Байкальской горной области характеризовался определенными особенностями проявления регионального метаморфизма. Для архейских пород типичен площадной однородный метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций умеренных и низких давлений. В нижнем протерозое произошла дифференциация режимов, что привело к возникновению протяженного парного метаморфического пояса, огибавшего Ангарскую платформу и Чарскую глыбу (Кушев, Руденко, 1977). Компоненты парного пояса отражают существенные различия в условиях нижнепротерозойского метаморфизма: терригенные отложения континентальных склонов изменены под воздействием интенсивного теплового потока с одновременным регрессивным изменением архейских пород основания, в то время как офиолиты и ассоциирующиеся с ними вулканиты претерпели зеленосланцевый относительно низкотемпературный метаморфизм, вероятно повышенных давлений (Типы и фаши..., 1982). Среднепротерозойский период отличается стабилизацией режима, и на большей части территории метаморфизм практически не проявился, за исключением локального вулканоплутонического пояса.

Для верхнепротерозойского периода была характерна уже отчетливая стадийность метаморфических преобразований. Ранний низкотемпературный метаморфизм имел однородное площадное развитие. Поздний метаморфизм обусловил формирование локальных зональных комплексов кианит-силлиманитового типа, в центральных зонах которых наблюдается метаморфогенное гранитообразование. В нижнепалеозойское время произошла общая консолидация рассматриваемой площади.

Хотя общее распределение полей развития метаморфических фаций на исследованной территории принципиально мало, чем отличается от изображенной ранее на карте метаморфизма СССР (Великославинский и др., 1971), в результате более детального изучения разнообразных и разновозрастных докембрийских образований, выделяемых в пределах Байкальской горной области (блоки и глыбы архейского фундамента, раннепротерозойские и байкальские структуры, рифтогенные прогибы, зоны и области тектоно-магматической активизации), был выдвинут ряд проблем, свидетельствующих о необходимости пересмотра геологии этого региона с мобилистских позиций, с учетом покровно-надвиговой тектоники. Это иллюстрируется следующими случаями.

Роль блоков архейского фундамента в областях байкальской складчатости для Байкальской горной области может быть рассмотрена на примере Муйской глыбы, которая, хотя и разделена ныне впадиной Муйской долины на южную (большую) и северную (меньшую по размерам) части, геологически представляет собой единое целое: геофизически под молодым выполнением впадины прослеживаются те же кристаллические породы, что и обнаженные в глыбах. В ее строении принимают участие архейские породы с типичным северо-восточным планом складчатых и гнейсовых структур, резко отличным от северо-западного простирания структур окаймляющей глыбу „муйской“ серии (Булгатов, 1977; Дорошина, 1982). До настоящего времени по вопросу о строении глыбы, стратиграфии метаморфизованных толщ (Салоп, 1964, 1967) и их возрасте нет единого мнения (Булгатов, 1977, 1978, 1979; Типы и фации..., 1982), но важно отметить, что в пределах глыбы выделяется торговый комплекс (Митрофанов, 1978), имеющий общее простирание согласно с планом архейских структур, но срезающийся границами „муйской“ серии. По характеру разреза (Глаголев, 1979) он аналогичен зеленокаменным поясом западной части Алданского щита (Кушев, Силицын, 1980). В разрез этого комплекса входят (Митрофанов, 1978) амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты с прослоями и линзами биотитовых гнейсов, кварцитов, магнетит-биотит-амфиболовых и магнетитовых кварцитов, известняков (мраморов), которые перекрыты толщей кварцсерицит-хлоритовых, кремнистых и карбонатных сланцев, метапесчаников, кварцитов (иногда с магнетитом), известняков, доломитов и кислых метаэффузивов; общая мощность комплекса 3000-4000 м. По Г.Л. Митрофанову (1978), породы рассматриваемого прогиба перекрываются отложениями самокутской свиты (метаморфизованные полимиктовые и кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и сланцы), которые А.Н. Булгатов (1979) помещает в основание парамской серии, считая последнюю более древней, чем килианская. Однако похоже, что парамская серия одновозрастна с килианской, но формировалась в иной фашиальной обстановке. С востока-северо-востока выходы парамской серии ограничены либо линзовидными ультрабазитовыми массивами, либо полосой пород metabазитовой килианской серии; аналогичная Килиано-Ирокиндинская зона

ограничивает Муйскую глыбу с юго-запада. Отложения киянской серии, в составе которой легко устанавливаются метабазиты, сохраняющие черты подушечных лав, туфы и туфопесчаники, вблизи ограничивающих глыбу разломов, подвергались интенсивному рассланцеванию, милонитизации по зонам субмеридионального северо-западного простирания; в этом же направлении ориентированы многочисленные мелкие тела ультрабазитов и несколько крупных линзовидных тел основного состава, но это наблюдается только в сравнительно узкой зоне. Примыкающие к ней толщи самой глыбы претерпевают переориентировку гнейсовидности и осей складок в зоне шириной в первые десятки метров; сам контакт всегда выражен в виде милонитизированных швов с интенсивно рассланцованными, оталькованными породами. Обе эти ограничивающие северо-западные зоны могут рассматриваться как меланжированные швы, включающие будиноподобные линзы ультрабазитов, фиксирующие региональные сдвиговые нарушения. Последние имеют достаточно большую глубину заложения, отражаются в гравитационном и магнитном полях и по глубине границ сейсмических разделов (Лобачевский, Ветров, 1975). Генетически „эвгеосинклинальные“ прогибы, ограничивающие Муйскую глыбу и выполненные киянской серией, напоминают выполнения прогибов вдоль древних трансформных разломов (Кушев, Марков, 1981). По литолого-петрографическим и петрохимическим признакам нижнепротерозойские комплексы этого типа, имеющие в своем составе метаультрабазиты, метагаббро, дайки диабазов, метавулканы кислого, среднего и основного состава (последние часто сохраняют шаровую или подушечную структуру) и интрузивные габбро, позволяют интерпретировать их как метаофиолитовый комплекс (Клитин и др., 1975; Добрецов, 1982; Кушев, 1976, 1982). Местами по контакту с глыбой фиксируются крупные (до 2 км в поперечнике) олистолиты, а также олистострома (Добрецов, 1982).

Структурно-метаморфическое картирование на Северо- и Южно-Муйской глыбах (Руденко, Доронина, 1979; Доронина, 1981) показало, что слагающие их породы не претерпели значительной переработки при наложенном более молодом метаморфизме, сохранив ассоциации собственно архейского этапа. В ряде разрезов однозначно установлены складчатые структуры двух генераций, причем ранние складки  $F_1$  практически полностью переработаны складчатостью  $F_2$ . Последняя проявлена повсеместно, захватывает небольшие тела метагаббро, прорывающие архей. Метаморфические минералы, синхронные с формированием складок  $F_2$ , ориентируются строго по сланцеватости. Изоклинальные складки  $F_2$  с преобладающим северо-восточным простиранием и юго-восточным падением осевых плоскостей маскируют истинные стратиграфические соотношения, которые распознаются лишь при тщательном изучении сочетания слоистость-сланцеватость и по характеру чередования пород в разрезе. Парагенетические ассоциации в породах архейских глыб соответствуют гранат-кианит-биотит-ортоклазовой и гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой субфациями, что отвечает условиям последнего

прогрессивного этапа архейского метаморфизма в режиме умеренных давлений кианит-силлиманитовой фациальной серии ( $T=650-750^{\circ}\text{C}$ ,  $P=7-10$  кбар). Это согласуется с определениями по гранат-биотитовому геотермометру ( $650-750^{\circ}\text{C}$ ) и геобарометру ( $7-8.5$  кбар). В то же время встречаются реликтовые ассоциации, отвечающие гиперстен-диопсид-плагиоклазовой субфации. Это говорит о том, что сохранившиеся равновесные ассоциации характеризуют отнюдь не первый период архейского регионального метаморфизма.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, окаймляющие архейские глыбы, в тех случаях, когда они не затронуты контактными изменениями, характеризуются однородным региональным метаморфизмом, как правило, не превышающим высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Главная масса метаморфических минералов ориентирована параллельно осевым плоскостям небольших изоклинальных складок с амплитудой  $0.5-1.5$  м, иногда наблюдаются цилиндрические складки с симметричными крыльями и меняющейся до нескольких десятков метров длиной волны. В целом для нижнепротерозойских толщ характерно выдержанное северо-западное простирание с углами падения  $50-80^{\circ}$ .

Метаморфизм среднепротерозойских отложений, известных локально в северо-восточном обрамлении Северо-Муйской глыбы в пределах территории Бурятии (падринская серия), не достигал даже нижней границы высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации. В красноцветных осадочных и вулканогенных породах отчетливо сохраняются текстуры и структуры, в цементирующей массе терригенных пород наблюдаются лишь безбиотитовые минеральные ассоциации.

Верхнепротерозойские отложения в пределах обнаженной части глыб неизвестны, а в ее обрамлении распространены участками, причем, как правило, метаморфизованы равномерно и очень слабо, в условиях не выше низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Вместе с этим на фоне площадного равномерного метаморфизма отмечаются участки с метаморфической занальностью кианит-силлиманитовой серии, как, например, на северо-востоке района, где в образованиях чаянгрской (карбонатные и черносланцевые породы) и делон-уранской (металсаммиты и метапелиты) подсерий верхнего протерозоя устанавливаются полная метаморфическая зональность и ультраметаморфизм, вплоть до появления мигматитов и автохтонных гранито-гнейсов. Общий структурный план имеет купольный характер при наличии складок трех генераций (Доронина, 1981), отмечается последовательная смена парагенезисов мусковит+биотит+карбонат+кварц+пирит+углистое вещество—мусковит+клиноцоизит+карбонат+кварц+олигоклаз(+пирит, пирротин)—мусковит+биотит+кианит+олигоклаз+кварц (начало разложения биотита)—мусковит+альмандин+кианит+кварц (первые признаки микроклинизации)—зона послонной мигматизации с парагенезисами мусковит-биотит-кианит-ставролитовой ( $T=550-600^{\circ}\text{C}$ ) и мусковит-биотит-кианит-гранатовой ( $T=600-670^{\circ}\text{C}$ ) субфаций кианит-силлиманитовой серии ( $P=7-8$  кбар).

Все это очень напоминает купольный зональный метаморфизм, описанный С.П. Кориковским и В.С. Федоровским (1980) для Патомского нагорья, хотя там эти комплексы относятся не к рифею, а к нижнему протерозою.

Геология и минерагения Олоkitского синклинория. Данный синклинорий представляет собой крупную структуру типа грабен-синклинали, вытянутую от оз. Байкал в северо-восточном направлении до смыкания с Мамско-Бодайбинским прогибом. Некоторые признаки позволяют сопоставлять (Тыйский железорудный район..., 1981) этот верхнепротерозойский прогиб Северного Прибайкалья с рифтогенными структурами типа современной Красноморской (Особенности формирования..., 1977; Ручкин, 1980), где сравнительно узкий протяженный прогиб в своей центральной части разбивается на ряд относительно небольших депрессий с самостоятельным типом осадков: преобладанием обогащенных органикой илов в застойных глубоководных впадинах (с фемическим основанием) с сульфидной минерализацией, осаждением железисто-кремнистых и железисто-кремнисто-карбонатных осадков в относительно мелководных впадинах, или же чисто терригенных пород в прибрежных зонах за счет сноса с платформы осадочного материала (Кушев, Марков, 1981).

По существующим в настоящее время представлениям, нижняя часть верхнепротерозойского разреза Олоkitского синклинория представлена тремя свитами, две из которых (илоvirьская и авkitская) являются существенно метатерригенными, а в третьей (тыйской) преобладают метавулканиты основного состава. Методом реконструкции первичного состава удалось установить, что образования авkitской свиты являются высокометаморфизованными аналогами иловирьской свиты. Все типоморфные признаки, использованные для выделения авkitской свиты, возникли в результате наложения позднего метаморфизма.

Наиболее древними базальными верхнепротерозойскими отложениями прогиба, по-видимому, являются нижние горизонты метатерригенных пород иловирьской свиты. Если рассматривать положение тыйской и иловирьской свит в целом в пределах синклинория, можно сделать вывод о синхронности образования значительной доли их разрезов. По существу отложения этих свит отражают первичную структурно-фациальную неоднородность и зональность осадконакопления, тем более что известны разрезы переходного типа — промежуточного между образованиями иловирьской и тыйской свит. Таким образом, правильнее говорить о двух типах разрезов или же о тыйской и иловирьской подсвитах в рамках выделенной ранее П.Ч. Шобогоровым (1960 г.) олоkitской свиты.

В период осадконакопления отложения иловирьского типа, в которых преобладают терригенные породы, накапливались в пределах сравнительно небольших поднятий, характеризующаяся фациально изменчивыми сокращенными разрезами, вследствие чего на небольших площадях можно наблюдать образование разноименных свит. По-видимому, структурой такого типа является „Тыйский горст“. Эта

структура была выделена как геологическое тело в результате геологосъемочных работ. В современном эрозионном срезе она представляет собой выходы верхнеархейских (?)—нижнепротерозойских гнейсов и гранито-гнейсов, совершенно аналогичных чуйской толще,<sup>1</sup> среди пород верхнего протерозоя в верховьях р. Тьи. Характер верхнепротерозойских осадков и их пространственное распределение относительно выступов основания свидетельствуют о существовании Тьйского поднятия в эпоху верхнепротерозойского осадконакопления (Кушев и др., 1981).

Ранний метаморфизм, устанавливаемый по реликтовым ассоциациям (силлиманит-кордиерит-биотит-микроклин-плагиоклаз, гиперстен-шпинель-гранат-кордиерит-плагиоклаз-кварц, гиперстен-гранат-кварц+плагиоклаз) в породах чуйского антиклинория, по режиму давления соответствовал гранулитам алданского типа (Соколов, 1967, 1982), но он практически всюду маскируется нижнепротерозойским метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фашиальной серии, отвечающим фашии куммингтонитовых амфиболитов (Мануйлова и др., 1964), что подтверждается ассоциациями с андалузитом, кордиеритом и силлиманитом.

В обрамлении Тьйского горста распространены исключительно метатерригенные осадки (главным образом метагравелиты и кварцито-песчаники) и метаморфизованные карбонатные породы олокинской свиты, причем они прослеживаются к северу и северо-востоку в пределы Холоднинского рудного поля. Если в качестве базальных образований на территории рудного поля рассматривать метагравелиты и кварцито-песчаники, то в существующие представления о структуре и стратиграфии месторождения следует внести некоторые коррективы. При подобной трактовке базальные образования относятся к олокинской свите, а рудовмещающие филлитовидные графитосодержащие сланцы будут входить в состав ондоковской свиты. Это согласуется с общим трансгрессивным характером верхнепротерозойского осадконакопления при формировании Олокинского прогиба. В общем геотектоническом плане структура рудного поля рассматривается как сравнительно небольшой синклиновый прогиб второго порядка. Это объясняет сокращенный разрез верхнепротерозойских метаосадков Холоднинского рудного поля, определенную специфику вулканизма, осадконакопления и, возможно, вулканогенно-осадочное рудообразование на рассматриваемой площади, а также латеральную геохимическую зональность (Кушев, 1976б, 1979б).

В период складчатости и метаморфизма структурная позиция Тьйского блока отразилась на распределении тепловых аномалий. Со структурой "Тьйский горст" территориально совпадает Маректинско-Холоднинский метаморфический комплекс с достаточно полным проявлением метаморфической зональности. Холоднинское рудное поле находится на периферии комплекса, в зоне затухающего

<sup>1</sup> Для пород чуйской толщи К-Аг методом по биотиту получено значение возраста 3460 млн. лет (Мануйлова и др., 1977).

действия тепловой аномалии. В таких участках могли накапливаться метаморфогенные растворы вследствие градиента температур, вызывающего градиент концентрации растворов. С миграцией таких растворов могло быть связано метаморфогенное преобразование первичных руд Холоднинского рудного поля (Кушев, Руденко, 1977; Руденко Ю., 1976; Руденко В., Руденко Ю., 1979).

Крайне важным вопросом геологии Олоkitского синклинория является определение характера и типа его юго-восточной границы, которая обычно рисуется как тектонический контакт по Тья-Холоднинскому разлому между олоkitской и нюрундуканской сериями. О понятии и объеме „нюрундуканской серии“, или „свиты“, следует сказать особо. Ранее эти породы рассматривались как нижнепротерозойская серия, сложенная вулканитами спилит-кератефировой формации и интрузиями основного-ультрасосновного состава муйского интрузивного комплекса (Салоп, 1964, 1967). В последнее время рядом исследователей было показано, что образования нюрундуканской серии, слагающие Байкало-Витимское поднятие, представляют собой докембрийский офиолитовый комплекс, в котором могут быть выделены все характерные черты офиолитового разреза (Клитин и др., 1975; Кушев, 1976а; Добрецов, 1982; Лобанов и др., 1980; Марков, 1982). Так, Н.Л. Добрецов выделяет в разрезе Байкало-Муйского офиолитового пояса комплексы нижних и верхних габбро, дайковый комплекс и комплекс пиллоулав и осадков (Добрецов и др., 1981). Нами дайковый комплекс установлен в среднем течении р. Нюрундукан в обрамлении нюрундуканского массива метагаббро. В обрамлении массива этот комплекс превращен в монотонную толщу амфиболовых гнейсов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Лишь в отдельных резисторах здесь сохраняются реликтовые первично-магматические структуры. Надежная идентификация таких гнейсов как комплекса „дайка к дайке“ возможна в зоне контакта с Нюрундуканским массивом. Здесь амфиболиты распадаются на серии дайковых тел мощностью от 0.5 до 10-15 м, которые проникают в тело массива на разные расстояния. Весьма характерной особенностью являются секущие соотношения контуров даек и гнейсовидности массива и самих даек. Так же как и за пределами массива, здесь в резисторах сохраняются первично-магматические текстуры в дайках и породах самого массива.

На левобережье р. Холодной впервые установлено наличие подушечной отдельности в толще амфиболовых гнейсов (р. Гасан-Дякит, кл. Безымянный). Диаметр „подушек“ от 1 до 3 м; углубления между „подушками“ выполнены гранатосодержащими кварцитами либо кварцевыми метатупофесчаниками. Здесь в амфиболитах также сохраняются участки с первичной миндалекаменной текстурой. Таким образом, толщу амфиболитов этого района можно надежно идентифицировать как верхний комплекс пиллоулав. Приведенные данные подтверждают наличие в разрезе нюрундуканской серии полного набора членов офиолитовой ассоциации.

В настоящее время имеются основания говорить об аллохтонном залегании комплекса метаофиолитов. К такому выводу приводит целый ряд фактов, главные из которых, с нашей точки зрения, следующие.

1. Характер разреза внешних, по отношению к Байкало-Витимскому поднятию, структурно-фациальных зон (котерский, уакитской, икатской, селенгинской и курбинской) не соответствует по вещественному составу комплексу эвгеосинклинали. Здесь развиты в основном терригенно-карбонатные отложения, а наиболее характерные „эвгеосинклиналильные“ породы — мощные толщи эффузивов основного и среднего состава, яшмоиды, кварциты, турбидиты — практически отсутствуют. Кроме того, характер метаморфизма также не соответствует эвгеосинклиналильному; здесь не установлено метаморфических ассоциаций высокого давления, которые обычно характерны для подобных зон (Миясиро, 1976; Глебовицкий, 1973; Фаши..., 1974; Термо- и барометрия..., 1977). Метаморфизм внешних зон в рифее Байкальской горной области протекал в условиях умеренных и пониженных давлений, что также противоречит мнению об их „эвгеосинклиналильном“ развитии. Перечисленные структурно-фациальные зоны рифейской „эвгеосинклинали“ могут интерпретироваться как выходы последовательной серии покровов, перемещенных в постметаморфический этап из миогеосинклиналильной области (аналогично альпийским гельветским, ультрагельветским и др.). Подобные перемещения в первую очередь следует предполагать для офиолитового комплекса.

2. В зоне сочленения Олоkitского синклинория и Байкало-Муйского офиолитового пояса Н.Л. Добрецовым (1982) установлена палеоолистограмма. Матрица ее представлена среднезернистыми песчаниками с обломками плагиоклаза, граната, плагиогранитов и амфиболитов. Обломочно-глыбовая часть сложена амфиболитами (вероятно, из офиолитового комплекса), гранатовыми амфиболитами, плагиогранитами, гранито-гнейсами и мраморами. Размеры обломков — от мелких галек до олистолитов уплощенной формы с поперечником в несколько километров. Как выяснилось, олистограмма деформирована совместно с породами олоkitской серии и зонально метаморфизована, что свидетельствует о ее дометаморфическом возрасте.

Нами олистограмма изучалась по разрезу мыс Курлы-р. Тья, по ключам Оркеликан и Моховой в правом борту р. Холодной. На участке мыса Курлы субстрат олистограммы сложен аркозовыми песчаниками и кварцитами с актинолитом, серицитом, эпидотом и изредка биотитом. В то же время в олистолитах присутствуют метагаббро альпинотипного облика с регрессивными изменениями зеленосланцевой фации. Подобные соотношения наблюдаются по кл. Оркеликан: в кварц-полевошпатовых метапесчаниках присутствуют обломочные зерна плагиоклаза и граната, которые нередко образуют четкую градационную слоистость. Минералы прогрессивного этапа метаморфизма — мусковит, серицит, биотит — фиксируются в цементе. Олистолиты представлены амфиболитами (гранатовыми и безгранатовыми), плагиогранитами, гранито-гнейсами. По кл. Мо-

ховому, который параллелен Оркеликану, но расположен северо-восточнее на 8 км, степень метаморфизма субстрата и обломков выравнивается, причем метапесчаники превращены в гранат-силлиманитовые кварциты, а в олистолитах появляются жедритовые метагаббро.

Поскольку образование олистостромы тесно связано с формированием тектонических покровов, ее находки являются важным свидетельством аллохтонного залегания офиолитового комплекса и, возможно, вовлеченных в нее чешуй и блоков архейских пород.

3. В южной части Котерского синклинория по рр. Алла и Улюгна установлены надвиговые структуры дометаморфического возраста. Здесь клинья, пластины и тектонические останцы полосчатых амфиболитов и меланократовых гнейсов архея по тектоническим контактам перемежаются с мраморами баргузинской свиты. Плоскости контактов вместе со всей толщей сминаются в складки с северо-восточным погружением шарниров. Прогрессивный метаморфизм рифейских пород вызывает регрессивные изменения в архейских блоках. Аллохтонное залегание архейских пород на верхнепротерозойских является еще одним свидетельством широкого развития надвиговых структур в Северном Прибайкалье.

Масштабы перемещений при надвигообразовании в настоящее время оценить трудно, равно как судить о корнях офиолитовых и архейских покровов, которые могли быть нацело уничтожены при гранитообразовании, в частности при формировании Ангаро-Витимского батолита. Однако приведенные данные позволяют уверенно говорить об аллохтонном залегании комплекса палеоофиолитов с вероятными перемещениями в десятки километров и уверенно датировать надвиги интервалом рифейское осадконакопление-рифейский метаморфизм.

Палеометаморфические реконструкции позволяют уточнить наши представления об общем геологическом развитии региона, последовательной смене тектонических режимов, становлении континентальной коры и увязать их с современными геодинамическими концепциями. Данные по Южно-Африканскому щиту и другим регионам (Докембрий континентов..., 1977; Ранняя история Земли, 1980, и др.) позволили предположить, что на территории Сибири могут быть выделены все те структуры, которые характерны для ранних стадий геологического развития земной коры (Кушев, Сеницын, 1980; Кушев, 1982). Из наиболее актуальных задач следует назвать выделение так называемых зеленокаменных прогибов или поясов. Если такие структуры установлены на большинстве докембрийских щитов, то нет оснований не выделять их на территории Сибири. Еще одним важным вопросом является роль блоков докембрийского фундамента в строении фанерозойских складчатых областей и в областях байкальской складчатости (Добрецов и др., 1981). Отдельные блоки архейского фундамента, обнаженные в современном эрозионном срезе, в действительности выступают как своеобразные "айсберги", обнажаясь на поверхности лишь незначительной своей частью, но слагая значительные площади под покровом более

молодых отложений. Естественно, что такое древнее основание не может не влиять как на петрологию, так и на металлогению региона в последующие эпохи.

Примером таких древних блоков фундамента в пределах Байкальской горной области являются Южно- и Северо-Муйская глыбы. Именно в пределах последней выделен „треговый“ комплекс, который, по нашему мнению, совершенно аналогичен разрезу зеленокаменных поясов, выделяемых на Африканском, Австралийском и других щитах, а в последнее время — и на Алданском щите.

Выделение зеленокаменных поясов затрудняется тем, что существует широко распространенное мнение об идентичности их разреза с выполнениями зеленокаменных прогибов островодужного типа или окраинных бассейнов. Однако первые имеют в основании или низах разреза коматииты, идентификация которых нередко усложняется из-за глубокого перерождения, например до тальковых сланцев в слабометаморфизованных сериях, или трудно диагностируемых основных кристаллосланцев в глубокометаморфизованных сериях. Но даже самая примитивная реконструкция первичного состава пород позволяет выявить их пикритовый химизм, а также полное сходство с разрезами классических зеленокаменных поясов (I или II рода).

Вопрос о месте зеленокаменных поясов в строении древних кратонов, их металлогенической роли и соотношении с первыми подвижными поясами применительно к Сибири не рассматривался; имеющиеся данные (Докембрий континентов..., 1977) и выполненные в последнее время реконструкции палеоофиолитовых поясов (Менакер, 1979) позволяют предполагать, что действительно в развитии территории современной Евразии проявлялись те же тенденции, что и установленные для щитов других континентов. Соответствующие палестектонометаморфические построения имеют не только теоретический характер, но и практические задачи: выявить региональные закономерности металлогенической специализации, что должно способствовать более целенаправленному поиску и прогнозированию полезных ископаемых.

## Л и т е р а т у р а

Б у л г а т о в А.Н. Строение Муйского эвгеосинклинального пояса и его палеорекострукция. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции (тезисы). Новосибирск, 1977, с. 179–180.

Б у л г а т о в А.Н. Соотношения метаморфических серий добайкальского и байкальского этапов развития в Средне-Витимской горной стране. — Геол. и геофиз., 1978, № 9, с. 116–119.

Б у л г а т о в А.Н. Нижняя граница байкальского складчатого комплекса в Забайкалье. — В кн.: Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. Улан-Удэ, 1979, с. 20–28.

Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири. — Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 3–14.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Л., 1972. — 189 с.

Великославинский Д.А., Мануйлова М.М. и др. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 167–182.

Геологическая карта Бурятской АССР. Под ред. В.И. Давыдова. М-б 1:500 000. Объяснительная записка. — Улан-Удэ, 1977. — 75 с.

Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. М-б 1:1 500 000. Л., 1977.

Глаголев А.А. Метаморфические фации и зональность Чаро-Токкинского района (Юго-Западная Якутия). — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 90–92.

Глебовицкий В.А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л., 1973. — 171 с.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982, с. 11–18.

Добрецов Н.Л., Кушев В.Г., Попов Н.В. Метаморфические формации ранних этапов геологического развития Земли. — Тез. Всес. совещ. Литология и металлогения докембрия. Алма-Ата, 1981.

Докембрий континентов: основные черты тектоники / Ч.Б. Борукаев, А.К. Башарин, Н.А. Берзин и др. — Новосибирск, 1977. — 264 с.

Дороница Н.А. Геология и метаморфизм Средневитимья. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, 1981, с. 40–51.

Карта метаморфических поясов СССР. Под ред. К.О. Кратца. — М., 1975.

Клиткин К.А., Домнина Е.А., Риле Г.В. Строеие и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1, с. 82–94.

Кориковский С.П. Малоглубинный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в докембрии хр. Кодар (Восточная Сибирь). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 152–166.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. — М., 1980. — 298 с.

Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья / А.С. Ескин, В.В. Эз, О.В. Грабкин и др. — Новосибирск, 1979. — 120 с.

Кушев В.Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит. — Геол. и геофиз., 1976а, № 8, с. 11–25.

Кушев В.Г. Металлогеническая зональность Байкальской горной области и ее интерпретация на основе палеотектонических реконструкций. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976б, с. 214–216.

Кушев В.Г. Геологическое развитие и метаморфизм докембрия Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья. Улан-Удэ, 1977а, с. 6–25.

Кушев В.Г. Развитие Байкальской горной области в позднем протерозое—кембрии. — Геол. и геофиз., 1977б, № 9, с. 23–37.

Кушев В.Г. Докембрийский вулканоплутонический пояс Северного Прибайкалья, интерпретированный по модели тектоники плит. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1979а, с. 50–57.

Кушев В.Г. Развитие сиала в общем историческом аспекте. — В кн.: Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. Улан-Удэ, 1979б, с. 57–69.

Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы и метаморфические пояса в развитии земной коры южного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982, с. 19–28.

Кушев В.Г., Марков Е.И. Нерешенные проблемы геологии севера Бурятии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М., 1982.

Кушев В.Г., Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. К вопросу о стратиграфии Холоднинского рудного поля. Там же.

Кушев В.Г., Руденко В.Е. Эволюция метаморфизма в докембрии Байкальской горной области в интерпретации с позиций тектоники плит. — В кн.: Геология метаморфических комплексов: Межвуз. науч. темат. сб. Свердловск, 1977, вып. У1, с. 48–52.

Кушев В.Г., Синицын А.В. Метаморфические пояса, зеленокаменные прогибы и рифтогенные системы. — Геол. и геофиз., 1980, № 5, с. 15–26.

Лобачевский И.В., Ветров С.В. О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ. — Геол. и геофиз., 1975, № 7, с. 55–62.

Лобанов М.П., Педяш Г.М., Романов И.А. Эволюция метаморфизма Байкало-Муйского офиолитового пояса. — В кн.: Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск, 1980, с. 113–116.

Мануйлова М.М., Васильковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. — М.-Л., 1964. — 226 с.

Мануйлова М.М., Петров В.Б., Кольцова Т.В. Новые радиологические данные по докембрию Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977, с. 34.

М е н а к е р Г.И. Офиолитовые пояса Прибайкалья и Забайкалья и их положение в структуре земной коры (по геофизическим данным). — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 188-191.

М и т р о ф а н о в Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в северо-западном Забайкалье. — В кн.: Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск, 1978, с. 36-56.

М и я с и р о А. Метаморфизм и метаморфические пояса. — М., 1976. — 535 с.

М а р к о в Е.И. Структурная эволюция и метаморфизм верхнепротерозойских толщ Котерского синклиория. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 55-57.

М а р к о в Е.И. История формирования складчатой структуры Котерского синклиория Северного Прибайкалья. — Геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 156-161.

М а р к о в Е.И. Структурная эволюция и метаморфизм верхнепротерозойских толщ Котерского синклиория. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982.

М а р к о в Е.И. Структурно-метаморфическая эволюция Котерского синклиория и его северо-западного обрамления. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ, 1982.

О с о б е н н о с т и метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения и критерии их рудоносности. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, 1980, с. 54-55.

О с о б е н н о с т и формирования гидротермально-осадочных метаморфизованных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск, 1977, с. 5-48.

П е т р о в Б.В., М а к р ы г и н а В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск, 1975. — 342 с.

Р а н н я я история Земли. Под ред. Б. Уиндли. — М., 1980. — 620 с.

Р у д е н к о В.Е., Д о р о н и н а Н.А. Типы и фаши регионального метаморфизма Средне-Витимской горной страны. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 75-76.

Р у д е н к о В.Е., Р у д е н к о Ю.Л. Реконструкция первичного состава метаморфических пород при геологическом картировании толщ докембрия Северного Прибайкалья. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 86-88.

Р у д е н к о В.Е., Р у д е н к о Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. — Новосибирск, 1979. — 175 с.

Руденко Ю.Л. Зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа и его соотношение с колчеданно-полиметаллическим оруденением. — Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 145–150.

Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфических и метасоматически измененных пород на основе парагенетического количественно-минералогического анализа. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 204–207.

Руденко Ю.Л. Генетическая природа метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ севера Бурятии. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 45–48.

Ручкин Г.В. Геотектоническая позиция и палеотектоническая локализация докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1980, № 2, с. 36–48.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М., 1964, т. I. — 515 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М., 1967, т. II. — 699 с.

Соколов Ю.М. Вторичная линейность в породах Чуйского геоантиклинория. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967, с. 115–121.

Соколов Ю.М. Минерагенические циклы в тектоно-метаморфической эволюции Байкальской складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1983.

Соколов Ю.М., Турченко С.И. Минерагенические циклы в тектоно-метаморфической эволюции Байкальской складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 44–45. (Тезисы).

Термом- и барометрия метаморфических пород — Л., 1977. — 206 с.

Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области/В.У. Болонев, Н.А. Доронина, В.Г. Кушев и др. — Новосибирск, 1982. — 160 с.

Тыльский железорудный район Северного Прибайкалья. — В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981.

Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Н.Л. Добрецов, В.С. Соболев и др. — М., 1974. — 328 с.

Этапы регионального метаморфизма в докембрии севера Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1980, с. 47–54.

Эволюция процессов регионального метаморфизма в докембрии севера Байкальской горной области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982.

## СТРУКТУРНАЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Байкало-Патомская складчатая система на севере и востоке отделена от Сибирской платформы глубинными разломами. На юге она сочленяется по зоне разломов с Баргузинской складчатой системой (рис. 1). В северной и восточной частях системы в Чуйском, Тонодском и Лонгдорском краевых выступах фундамента платформы обнажены архейские и раннепротерозойские метаморфические толщи и гранитоиды.

Одной из характернейших особенностей складчатой системы является широкое распространение в ее пределах сложноскладчатых, неоднократно метаморфизованных и деформированных образований. Детальному изучению стратиграфии этих образований, их структурной и метаморфической эволюции посвящены работы Д.С. Коржинского (1937), Н.П. Семененко (1948), Д.А. Великославинского и др. (1957, 1963, 1964, 1971, 1972), М.М. Мануйловой и др. (1964), Ю.М. Соколова (1970), А.Н. Неелова (1957, 1975), А.Н. Неелова, В.Н. Подковырова (1979), А.Н. Казакова (1960, 1965), А.С. Флаасса (1971), Б.В. Петрова, В.А. Макрыгиной (1975), С.П. Кориковского, В.С. Федоровского (1980), В.Н. Шарова, А.П. Шмотова (1982) и мн. др. Но в силу ряда причин многие кардинальные вопросы стратиграфической корреляции, возраста и структурно-метаморфической эволюции кристаллических толщ рассматриваемого региона окончательно не решены и периодически обсуждаются в геологической литературе.

В настоящей статье рассматриваются результаты структурно-метаморфического изучения разновозрастных метаморфических комплексов Байкало-Патомской складчатой системы и выявленная последовательность проявления в них деформаций и процессов регионального метаморфизма. С этой целью А.Н. Нееловым была проведена ревизия первичных материалов тематических исследований Лаборатории геологии докембрия АН СССР в 1953-1964 гг. с повторным изучением петрографических шлифов и составлением новой карты метаморфизма. Работы охватили значительные площади Чуйского антиклинория, юго-западные и северо-восточные фланги Мамского синклинория и область зонально-метаморфизованных отложений среднего течения р. Мамы. На территории Патомского нагорья были изучены первичные материалы геологосъемочных и тематических работ ЦНИГРИ (Т.П. Жаднова, Ю.П. Казакевич, С.Д. Шер и др.), ИГГД АН СССР (М.М. Мануйлова, Ю.М. Соколов), ИТГУ (О.В. Перевалов, Л.В. Наумов и др.). Кроме того, в 1971-1980 гг. были выполнены специальные комплексные исследования в области сочленения мамских и бодайбинских структур в бассейнах рр. Тахтыги, Бодайбо и Витима на участке от р. Тамарак до пос. Мал. Северный (Неелов, 1975; Неелов, Подковыров, 1979),

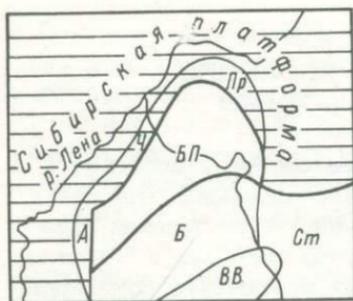


Рис. 1. Схема структурного районирования.

Периферические зоны платформы: А - Аkitканская, Ч - Чуйская, Пр - Приленская; складчатые системы: БП - Байкало-Патомская, Б - Баргузинская, ВВ - Верхне-Витимская, Ст - Становая.

а также в зоне контакта Чуйского антиклинория и Мамского синклинория (Соколов и др., 1982).

Эти исследования, с учетом ранее сделанного, позволили подтвердить возможность выделения в пределах Байкало-Патомской складчатой системы следующих структурно-вещественных комплексов (снизу): 1) комплекс пород, первоначально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, слагающих глыбы в краевых выступах фундамента Сибирской платформы, и на границе с Баргузинской складчатой системой - брамьинский, верхнеамалыкский и другие комплексы; 2) чуйско-мамский комплекс, распространенный как в краевых выступах фундамента платформы (зона ультраметаморфизма), так и в Мамском синклинории (в основном вне зоны ультраметаморфизма); 3) бодайбинский комплекс - верхний складчатый комплекс Байкало-Патомской складчатой системы в Мамском, Средне-Мамском и Бодайбинском синклинориях и его аналоги в пределах выступов фундамента платформы.

Кроме того, по периферии складчатой системы распространены отложения аkitканского, патомского, байкальского комплексов, а также венда-нижнего палеозоя. Региональный метаморфизм для этих пород не характерен, хотя в зонах разломов они иногда интенсивно дислоцированы, а местами рассланцованы и перекристаллизованы в зеленосланцевой и иногда эпидот-амфиболитовой фациях (Мазукабзов, 1982).

Брамьинский, верхнеамалыкский и другие гранулитовые комплексы. Породы гранулитовой фации в пределах Чуйского антиклинория были обнаружены на правом берегу р. Б. Чуи (Соколов, 1965, 1970; Великославинский и др., 1971). Изучение первичных материалов показало, что породы гранулитовой фации, большей частью диафторированные в условиях наложенной амфиболитовой фации, распространены с перерывами от бассейна р. Чуйская Брамья до р. Налимба. К-Аr возраст коричневого амфибола из амфиболитов этого комплекса, названного нами (Неелов, 1975) брамьинским, определен в 3-3,5 млрд. лет (ИГТД АН СССР, образцы Б.В. Петрова).

Реликты пород гранулитовой фации представлены гиперстенсодержащими двуполевошпатовыми гнейсами с биотитом и иногда гранатом, кордиеритом и силлиманитом. В некоторых гнейсах присутствуют шпинель и сапфирин. Для сланцев основного состава характерны ассоциации плагиоклаза с коричневой роговой обманкой

и диопсидом, реже и с гиперстеном, а также плагиоклаза с роговой обманкой; встречаются почти мономинеральные амфиболиты. Породы редко сохраняют нормальные гранобластовые структуры; большей частью это высокотемпературные бластомилониты с неравномернозернистыми сланцеватыми текстурами и широким развитием порфиробласт биотита и сине-зеленого амфибола по амфиболам, пироксенам и гранатам гранулитовой фации.

Судя по некоторым парагенезисам пород, бедных кальцием (Гип + Силл + Гр + Кв + Пл + Орт, Шп + Кв, Сапф + Кв, Гип + Гр + Корд + Кв + Пл + Орт), уровень прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации в Чуйском антиклинории мог достигать гиперстен-силлиманит-ортоклазовой, шпинель-кварцевой и сапфирин-кварцевой субфаций повышенных давлений ( $T \sim 900-1050^{\circ}$  и  $P \sim 9-10$  кбар по схеме В.А. Глебовицкого, 1977).

В пределах Лонгдорского поднятия также распространены породы, первоначально метаморфизованные в гранулитовой фации. Они прослеживаются с юга из верховьев р. Амалык в бассейн р. Илаун. В верховьях р. Амалык породы гранулитовой фации Г.М. Гиммельфарб и Л.Б. Белоножка относили к удоканской серии. При просмотре материалов и петрографических шлифов они были выделены в верхнеамалыкский комплекс (Неелов и др., 1971), включающий амфибол-двупироксен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые, гранат-гиперстен-биотит-плагиоклазовые сланцы с коричневым или бурым амфиболом, а также кордиерит-гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые плагио- и двуполевошпатовые гнейсы, эндербиты и чарнокиты. Широко распространены в этом районе высокотемпературные бластомилониты амфиболитовой фации, представленные амфибол-биотит-плагиоклазовыми сланцами и гнейсами с гломеробластами сине-зеленого амфибола и биотита с реликтами пироксенов, коричневого амфибола и высокомагнезиального граната. Не менее широко, особенно на контактах с бодайбинской серией, проявлены бластомилониты низкотемпературной амфиболитовой фации с куммингтонитом, ставролитом, андалузитом, зеленой роговой обманкой, эпидотом и мусковитом. Примерно такой же набор пород отмечается и в бассейне р. Илаун, в центральной части Лонгдорского поднятия, где их участки заключены в огнейсованных гранитоидах (Кориковский, Федоровский, 1980).

Наконец, небольшие выходы (глыба) пород гранулитовой фации обнаружены Ю.М. Соколовым и его сотрудниками в бассейне р. Холдной в Северном Прибайкалье. Изучение шлифов показало, что здесь распространены интенсивно бластомилонитизированные в высокотемпературной амфиболитовой фации биотит-амфибол-диопсидовые, часто с гранатом, плагиоклазовые сланцы, гранатовые амфиболиты, мраморы, а также гиперстен-силлиманит-гранат-биотит-двуполевошпатовые гнейсы и кварцито-гнейсы, биотит-гранатовые гнейсы, эндербиты и чарнокиты. Пироксены и коричневый амфибол замещаются гломеробластами сине-зеленой роговой обманки и биотита. В глиноземистых гнейсах и кварцито-гнейсах бластомилонитовой текстуры нередко встречаются кианит и мусковит. Распространены

также blastsмилониты низкотемпературной амфиболитовой фации (со ставролитом, мусковитом, зеленым амфиболом, эпидотом) и более поздние низкотемпературные филлониты и катаклазиты.

Изучение структуры, петрологии и петрохимии гранулитовых комплексов еще предстоит. Сейчас же можно отметить, что эти комплексы являются, по-видимому, наиболее древними образованиями Байкало-Патомской складчатой области.

Чуйско-мамский комплекс. К чуйско-мамскому комплексу мы относим чуйскую серию Чуйского антиклинория, исключая образования гранулитового брамьинского комплекса и зонально метаморфизованные в зеленосланцевой — низкотемпературной амфиболитовой фации породы верхнелимпейской толщи, укучиктинскую толщу бассейнов рр. Чаи, Кутимы, Б. Мини, а также мамскую серию. Для всех этих толщ характерно участие в деформациях второго деформационно-метаморфического цикла (Неедов, 1975), завершившегося в условиях высокотемпературных субфаций альмандин-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии. Наконец, большинство пород этого комплекса, включая постметаморфические интрузии, подверглось повторным деформациям и перекристаллизации в связи со складчатостью и метаморфизмом третьего структурного яруса. В пределах Мамской кристаллической полосы эта перекристаллизация осуществлялась в условиях низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а в областях краевых поднятий — в условиях низкотемпературных субфаций куммингтонитовых амфиболитов.

Чуйская серия в восточной части Чуйского антиклинория сложена полосчатыми, часто blastsмилонитизированными (с эпидотом, мусковитом) биотитовыми, амфибол-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями кианит-ставролит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных плагиогнейсов, кварцито-гнейсов и кварцитов, нередко известковистых. Отмечаются многочисленные пластовые и линзовидные тела цоизит-плагиоклазовых и гранат-пироксеновых амфиболитов, огнейсованных двуслюдяных плагиогранитов и диоритов мощностью от единиц до нескольких десятков метров. Серия интенсивно мигматизирована и гранитизирована, поэтому значительные площади Чуйского антиклинория сложены полями мигматитов и гранито-гнейсов.

Юго-западнее укучиктинская толща (Мануйлова и др., 1964), включая (снизу)<sup>1</sup> уокитскую, минаканскую и рассомскую свиты, сложена биотитовыми, кордиерит-двуслюдяными, иногда с силлиманитом, биотит-амфиболовыми гнейсами с прослоями и пластовыми телами амфибол-плагиоклазовых сланцев, амфиболитов и редкими пачками известково-силикатных пород и мраморов в верхах разреза. Широко распространены мигматиты и гранито-гнейсы, а также гнейсо-граниты субщелочного и щелочного ряда, сиениты, сиенито-

<sup>1</sup> Абчадскую карбонатную свиту в более поздних стратиграфических схемах отнесли в состав вышележащего комплекса (Ручкин и др., 1975).

диориты, кварцевые сиениты иногда с эгирином. Обычны в чуйской (укучиктинской) толще мелкие пластовые тела основных и ультраосновных раннеорогенных пород.

Мамская серия на значительной территории характеризуется отсутствием регионально выраженных процессов мигматизации и гранитизации (гранат-кианит-биотит-мусковитовая субфация фации альмандиновых амфиболитов). Породы, слагающие ее, обладают большей частью отчетливо выраженной тонкой и более грубой полосчатостью, образованной слоями различного петрографического состава. Последние закономерно, часто ритмично переслаиваются в разрезе отдельных пачек, создающих ритмичность более высокого порядка в составе отдельных стратиграфических подразделений (свит).

Сложность складчатой структуры мамской кристаллической полосы (Флаасс, 1971), в частности широкое развитие лежащих изоклинальных складок этапов радиального сжатия толщ (Неелов, 1975) и систем чешуйчатых взбросо-сдвигов по зонам разломов, осложненных флексуобразными изгибами пород и смещениями отдельных блоков (Чесноков, 1975; Другова и др., 1982; Неелов, Подковыров, 1979), не позволяет обоснованно скоррелировать по всей площади выходов погоризонтный разрез серии, предложенный М.А. Завалишиным и Н.А. Львовой (1954). По результатам структурно-метаморфического изучения (Неелов, Подковыров, 1979), более обоснованной представляется схема Ю.И. Сычёва с соавторами, подтверждающая выделение в составе мамской серии пяти традиционных свит: чукчинской, витимской, слюдянкинской, согдиондонской и конкудерской.

Чукчинская свита залегает на различных горизонтах чуйской толщи, по-видимому, с дометаморфическим несогласием. Она сложена кианит-ставролит-гранатовыми, ставролит-гранат-двуслюдяными, гранат-мусковитовыми и другими сланцами, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и кварцитами, сверху — амфиболитами, перемежающимися с мусковитовыми кварцитами.

В витимской свите преобладают кианит-гранат-слюдяные, гранат-слюдяные, мусковитовые сланцы, плагиогнейсы и кварцито-гнейсы с отдельными пачками переслаивающихся мраморов и известковых плагиогнейсов.

Для слюдянкинской свиты характерно широкое распространение известково-магнезиально-силикатных пород с амфиболом, диопсидом, гранатом, скаполитом, цоизитом и карбонатом и различным содержанием кварца; отмечаются прослой кальцитовых и доломитовых мраморов. Эти породы тонко переслаиваются и содержат пачки гранат-биотитовых, биотитовых, двуслюдяных, реже кианит-гранат-биотитовых гнейсов и сланцев.

Согдиондонская свита включает гранат-двуслюдяные, биотитовые, кианит-гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы, слюдяные и скаполит-содержащие плагиогнейсы и кварцито-гнейсы.

Наконец, в конкудерской свите, выделяемой нами в верхнюю подсерию мамской серии, чередуются пачки с преобладанием мрамор-

ров и пачки переслаивания графитистых биотитовых, гранат-биотитовых, кианит-гранат-биотитовых, двуслюдяных сланцев и плагиогнейсов, нередко с цоизитом (эпидотом), скаполитом, амфиболом и тонкими прослоями известково-магнезиально-силикатных пород, близких породам слюдянкинской свиты. Следует подчеркнуть, что в районах пос. Конкудера на р. Маме и низовий р. Бодайбо часть карбонатных и терригенных пород, включаемых некоторыми геологами в состав конкудерской свиты (подсерии, Салоп, 1964), относятся к более молодому бодайбинскому комплексу (Неелов, 1957; Неелов, Подковыров, 1979).

Породы, слагающие чуйско-мамский комплекс, являются полиметаморфическими. Первый этап метаморфизма завершился в пределах северо-восточной половины мамской кристаллической полосы в условиях кианит-гранат-биотит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов. В недиафторированных породах этого этапа, бедных кальцием, установлена ассоциация биотит-плагиоклаз-кварц+гранат+кианит; в известково-магнезиально-силикатных породах распространен парагенезис диопсид-роговая обманка-цоизит-гранат-плагиоклаз (лабрадор, до анортита)-кварц+скаполит+микроклин. Распределение компонентов между равновесными фазами, с учетом влияния диафтореза, показывает, что температуры прогрессивного метаморфизма северо-восточной части полосы достигали 620-670°C, а давление - 6,5-7,5 кбар (рис. 2). В районе большой излучины р. Б. Чуй Ю.М. Соколовым (1965) была откартирована изограда силлиманита. Юго-западнее этой изограды на некотором расстоянии в породах мамской серии встречаются как кианит, так и силлиманит, а далее в породах преобладают минеральные ассоциации гранат-кианит-биотит-ортоклазовой и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфаций альмандиновых амфиболитов. Более высокие температуры (640-700°C) юго-западной части полосы при незначительном возрастании давления прогрессивного метаморфизма способствовали интенсивной мигматизации и гранитизации толщ и широкому развитию синметаморфических биотитовых и амфибол-биотитовых гранито-гнейсов. Подобные же условия регионального метаморфизма характерны для чуйской толщи в пределах Чуйского антиклинория и ее аналогов на склонах Лонгдорского поднятия, а также в бассейне р. Нерпо (в районе большой излучины р. Витим).

Второй этап метаморфизма проявился в породах чуйско-мамского комплекса в условиях биотит-ставролит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (рис. 2). Рассланцевание и перекартализация пород, связанные с этим этапом, распространены на площади неоднородно. Они приурочены к наиболее пластичным частям разреза комплекса (обогащенных карбонатами и богатыми слюдой прослоями и пачками) и наиболее интенсивны вдоль зон глубинных разломов в контактах с метаморфизованными породами бодайбинской серии. Так, наиболее широко бластомилониты низкотемпературной амфиболитовой фации распространены среди пород верхней подсерии мамской серии (конкудерской свиты) на водоразделе рр. Мамы и Б. Чуи и по р. Витим выше Оленьих островов

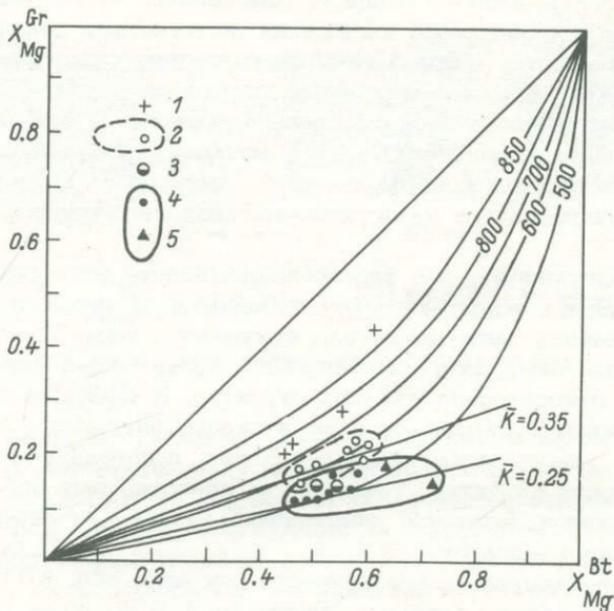


Рис. 2. Условия метаморфизма пород Байкало-Патомской складчатой области, диаграмма фазового соответствия гранат-биотит.

Гранат и биотит: 1 - из гранулитовых комплексов; 2-4 - чуйско-мамский комплекс: 2 - из прогрессивно метаморфизованных пород, 3 - неравновесные ассоциации из прогрессивно метаморфизованных пород, затронутых процессами наложенного метаморфизма, 4 - из бластомилонитов наложенного бодайбинского метаморфизма; 5 - из прогрессивно метаморфизованных пород зонального метаморфизма бодайбинской серии.

до горы Бодайбо. Здесь характерны сравнительно мелкозернистые гетерогранобластовые породы с линзовидно-бластомилонитовой текстурой. В глиноземистых бластомилонитах наблюдается замещение реликтового граната биотитом и мусковитом, кианита - мусковитом, появляются новообразованные ставролит и гранат более высокой железистости. Для известково-магнезиально-силикатных пород характерны: замещение диопсида светло-зеленой роговой обманкой, основного плагиоклаза - клиноцоизитом или эпидотом и более кислым плагиоклазом; новообразования амфибола, граната, иногда микроклина. Морфологически и вещественно к перечисленным породам близки бластомилониты Чуйской глыбы, где шире распространены двуслюдяные, иногда со ставролитом и гранатом, диафориты по гнейсам и сланцам, плагио- и плагиомикроклиновым гранито-гнейсам и гранитам и эпидот-роговообманковые бластомилониты по оснвным породам.

Бластомилониты второго этапа метаморфизма чуйско-мамского комплекса в зонах обильного насыщения пегматитами отличаются более крупнозернистым строением, сравнительно однородной текстурой и глубокой перекристаллизацией первичных пород. Для них характерны крупные пойкилобласты регенерированного или новообразованного граната, крупночешуйчатого мусковита и ставролита в глиноземистых породах и порфириобласты амфибола, цоизита, граната, часто микроклина в известково-магнезиально-силикатных породах.

Следует подчеркнуть, что бластомилонитизация второго и последующих этапов в чуйско-мамском комплексе прерывиста. Наложенные деформации часто выражены секущими зонами бластомилонитов различной мощности, разделяющими блоки менее переработанных древних, относительно жестких структур. В пределах последних обычно возникают ослабленные зоны и сколы, оперяющие зоны бластомилонитов, зоны коробления и отслоения, подчеркивающие анизотропию древних структур. Такие блоки представляют собой структуры растяжения и являются „ловушками“ метаморфогенных флюидов и пегматитовых расплавов.

В качестве примера можно привести описание обн. 1016, расположенного на правом берегу р. Витим, в 1,9 км ниже устья р. Тахтыги (рис. 3). Здесь, на протяжении около 80 м обнажен замок крупной изоклиальной синформной структуры с падением шарнира на СВ  $60^\circ$ ,  $\angle 10^\circ$ . Осевая плоскость структуры падает на ЮЗ  $135-140^\circ$  под углом  $70-75^\circ$ . В замке складки, имеющем округлую форму, залегают полосчатые гранат-слюдяные кварцито-гнейсы с прослоями гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов, собранных в лежачие изоклиальные складки с шарнирами, погружающимися на С  $0^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$  - СВ  $35^\circ$ ,  $\angle 25^\circ$ . Первая (?) кристаллизационная сланцеватость в породах с нормальными гранобластовыми структурами ориентирована параллельно осевым поверхностям лежачих складок и деформирована в пологие син- и антимоρφные складки с общим падением зеркала складчатости на СВ  $60^\circ$ ,  $\angle 10-20^\circ$ . Минеральные ассоциации первичной сланцеватости отвечают гранат-кианит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, характерной для первого этапа метаморфизма комплекса. Реликтовая структура комплекса пересечена субпараллельными зонами высокотемпературных бластомилонитов, ориентированных в целом субпараллельно осевой плоскости крупной складки (ЮЗ  $140^\circ$ ,  $\angle 70-75^\circ$ ). Секущие зоны сложены крупночешуйчатыми, плейчатыми кианит-ставролит-слюдяными сланцами с порфириобластами граната. Ширина зон 1-12 м, а разделяющих их блоков реликтовых пород - от 0,5 до 10 м. Контакты бластомилонитов и реликтовых пород или резкие или плохо выраженные, с постепенным изменением ориентировки и состава минералов. Местами отмечаются узкие (5-15 см), быстро выклинивающиеся „апофизы“ бластомилонитов в прослоях реликтовых глиноземистых гнейсов, располагающиеся в плоскостях первой сланцеватости. Заметных смещений по зонам разломов и бластомилонитов не наблюдается, замки лежачих

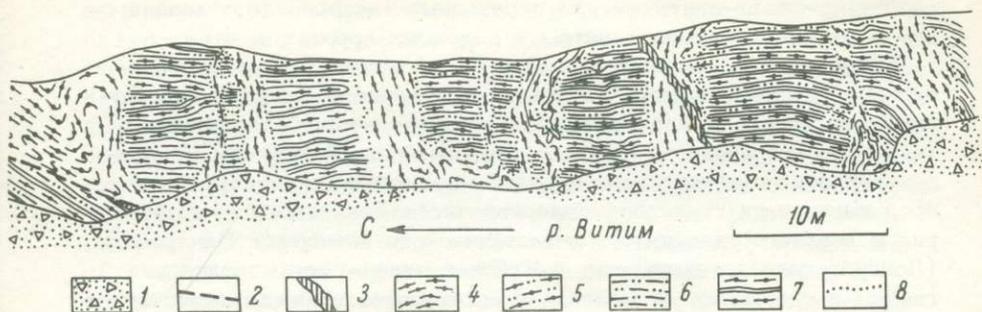


Рис. 3. Соотношения первичных и наложенных структур в чуйско-мамском комплексе.

1 - четвертичные отложения; 2-5 - образования наложенного, бо-дайбинского деформационно-метаморфического цикла: 2 - синметаморфические разрывные нарушения, 3 - раннеметаморфические (до-метаморфические?) кварцевые жилы, 4 - крупночешуйчатые, плейчатые кианит-гранат-кварц-ставролит-двуслюдяные blastомилониты, 5 - то же, мелкозернистые, без кианита; 6-7 - реликтовые породы прогрессивного этапа метаморфизма второго деформационно-метаморфического цикла: 6 - гранат-биотитовые кварцито-гнейсы, 7 - кианит-гранат-биотитовые плаггиогнейсы; 8 - контакты пород, часто диффузные.

изоклинальных складок уверенно прослеживаются в соседних блоках. Blastомилониты же нередко собраны в складки, вплоть до изоклинальных, и местами как бы окаймляют жесткие блоки. Несколько ниже по течению, в северо-восточном крыле рассматриваемой структуры, зоны blastомилонитов расположены уже субпараллельно с круто залегающими здесь первичной полосчатостью и сланцеватостью пород комплекса. Такие соотношения, отвечающие субпараллельной ориентировке первичной сланцеватости и полосчатости и наложенной blastомилонитовой сланцеватости и полосчатости, широко распространены в породах чуйско-мамского комплекса.

Минеральные ассоциации blastомилонитов - ставролит+гранат+биотит+мусковит+плаггиоклаз+кварц+кианит в глиноземистых сланцах и гранат+амфибол+цоизит+плаггиоклаз+кварц+микроклин в известково-магнезиально-силикатных породах, с учетом состава сосуществующих минералов (рис. 2), соответствуют ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации низкотемпературной амфиболитовой фации. Параметры распределения компонентов между сосуществующими, чаще неравновесными фазами, рассчитанные с учетом эмпирических поправок для данной субфации (Глебовицкий и др., 1977), показывают, что температуры второго этапа метаморфизма комплекса составляли 50-600<sup>o</sup>, а давление 4.5-6 кбар. Следует отметить, что в пределах Чуйского и других поднятий режим наложенного метаморфизма третьего деформационно-метаморфического цикла

андалузит—силлиманитовый или переходный (ассоциации с кордиеритом в гнейсах, куммингтонитом в основных породах и др.).

Бодайбинский комплекс объединяет отложения третьего структурного яруса складчатой системы, слагающие большую часть Патомского нагорья, Верхнемамский синклиорий и более мелкие тектонические единицы вдоль ее северо—западной границы. В Приленской зоне с ними коррелируются метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды ядерной части Тонодского антиклинория и верхнего складчато—метаморфического комплекса Нечерского (Лонгдорского) антиклинория; в Чуйской зоне — метаморфические гнейсы и сланцы на юго—западе и метаморфизованные совместно с ними гранитоиды „ничатского” типа.

В современном эрозионном срезе породы комплекса характеризуются неоднородным, зональным метаморфизмом, меняющимся в Патомском нагорье (Великославинский, Петров, 1964; Федоровский, Кориковский, 1980) и Верхнемамском синклиории (Неелов, 1957) от низких ступеней зеленосланцевой фации до ставролит—биотит—кианит—мусковитовой субфации низкотемпературной амфиболитовой фации. По данным С.П. Кориковского, подробно изучившего зональность на Патомском нагорье (Кориковский, Федоровский, 1980), во внутренних частях Бодайбинского синклиория преобладают ассоциации серицит—хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и сохраняет устойчивость пиррофиллит. Ближе к контактам с чуйско—мамским комплексом уровень метаморфизма возрастает, ширина метаморфических зон зависит от положения в структурах. Более высокий градиент метаморфизма наблюдается вдоль флангов антиформных структур чуйско—мамского комплекса типа Анангро—Патомской и др. Здесь расстояние от изограды биотита до изограды ставролита в метапелитах может быть сокращено до нескольких километров. Появление гранат—ставролит—биотит—мусковитовых парагенезисов в метапелитах характеризует переход от зеленосланцевой фации к эпидот—амфиболитовой. Эти парагенезисы в отличие от бластомилонитов чуйско—мамского комплекса равновесны и, например в верховьях р. Тахтыги, дают сходящиеся значения температур (520—530 °С) и давления (4.3—4.4 кбар) как по гранат—биотитовой, так и по гранат—ставролитовой парам. Максимальные же значения температуры (560—580 °С) и давления (6—6.5 кбар), включая синхронные и изофациальные бластомилониты фундамента чуйско—мамского комплекса, фиксируются в синклинальных структурах, зажатых в полях развития последнего.

Расчленение докембрийских образований Байкало—Патомской складчатой системы на разновозрастные комплексы, слагающие отдельные структурные этажи, опирается на изучение структурно—метаморфической эволюции пород, слагающих эти комплексы.

Структуры брамьинского и других гранулитовых комплексов по существу еще не изучены. В значительной мере переработанные позднее синформные и антиформные структуры нижнего этажа в Чуйском антиклинории (брамьинский комплекс) имеют общую северо—восточную ориентировку, а в Приленской зоне (верхнемамальк—

ский комплекс) — меридиональную. На них накладываются все последующие этапы деформации и регионального метаморфизма. В Чуйском антиклинории это: 1) деформации и наложенный метаморфизм в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов, 2) деформации и наложенный метаморфизм в условиях низкотемпературных субфаций альмандиновых (мамская серия) или куммингтонитовых амфиболитов, 3) рассланцевание и бластомилонитизация в условиях мусковит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев. В Приленской зоне отмечается региональное проявление двух первых этапов деформационно-метаморфических циклов, а третий этап выражен перекристаллизацией в условиях серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Неелов и др., 1971).

Полнее может быть охарактеризовано структурно-метаморфическое развитие второго структурного этажа — чуйско-мамского комплекса. Судя по кварцевым и гранитным жилам, участвующим в формировании первых из наблюдаемых здесь синметаморфических изоклинальных складок, в породах комплекса проявилась дометаморфическая или раннеметаморфическая голоморфная складчатость. Параллельно осевым поверхностям первых складок развиваются первая кристаллизационная сланцеватость, мигматитовая полосчатость в зонах ультраметаморфизма и ранние синметаморфические кварц-полевошпатовые и пегматитовые жилы вне зон ультраметаморфизма. В результате последующих деформаций, часть из которых фиксируется по существованию нескольких генераций складок с различной ориентировкой шарниров, были сформированы сложные син- и антиформные структуры, в общем отвечающие этапу вертикального раздавливания. Эти структуры, „законсервированные“ в областях обильного насыщения толщ плагиопегматитовым материалом, прослеживаются в качестве центральной антиформной структуры в Мамской кристаллической полосе. К ним, по-видимому, относятся и смежные пологие синформные структуры, а также гранито-гнейсовые купола. Последующие деформации возникшей пологой кристаллизационной сланцеватости проходили в завершающие фазы второго деформационно-метаморфического цикла в условиях постепенного снижения РТ-условий метаморфизма, перехода к жестким деформациям, сопровождавшимся внедрением трещинных интрузий и даек основных пород и гранитов и переходу к стабилизации и глубокой эрозии структур.

Реликты подобных древних структур сохранились лишь на отдельных участках, не испытавших значительной переработки наложенными деформациями и метаморфизмом. На большей же площади выходов чуйско-мамского комплекса интенсивно проявлены деформации и перекристаллизация пород, одновременные со складчатостью и метаморфизмом пород перекрывающего бодайбинского комплекса. Эти деформации сопровождались перекристаллизацией в условиях, близких ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации, и формированием новой бластомилонитовой кристаллизационной сланцеватости, нередко секущей или уничтожающей ранние плоскостные текстуры. Наложенная сланцеватость отвечает вновь образованным

изоклинальным складкам с первоначально крутыми осевыми поверхностями и пологими шарнирами общей северо-восточной ориентировки в пределах Мамской кристаллической полосы, субширотной на стыке и вдоль южного борта Бодайбинского синклинория и юго-восточной до южной в пределах Нечерского антиклинория. Парагенетические ассоциации минералов blastomylonитов в большинстве случаев неравновесны и только в случаях полной перекристаллизации или секущих зон приближаются к равновесным и отвечают условиям наложенного метаморфизма. При этом структурные особенности вторично перекристаллизованных пород (blastomylonитовые и кумулятивные структуры, секущая первичную сланцеватость и полосчатость вторичная сланцеватость и т. п.) обычно сохраняются и являются надежным показателем полиметаморфической природы этих пород.

Интенсивные деформации чуйско-мамских пород продолжались и на поздних этапах бодайбинской складчатости, связанных с радиальной кинематикой, обусловленной преимущественно вертикальными глыбовыми движениями. В области контакта они привели к формированию своеобразных изометрических и валлообразных структур, разделенными узкими синформными складками, выполненными в ряде случаев испытывавшими вертикальное расплющивание породами бодайбинской серии. Эти структуры насыщены телами плагиомикроклиновых пегматитов, более же ранние тела пегматитов второго цикла и часть пегматитов третьего цикла нередко превращены в грубозернистые порфирокластические гранат-мусковит-полевошпатовые гнейсы. Вполне вероятно, что часть этих антиформных структур развивается по крупным структурам радиального раздавливания второго цикла („купол в куполе“), как это принимается В.Н. Шаровым и А.П. Шмотовым (1982). Становление антиформных структур происходило не одновременно и распалось на ряд фаз, что фиксируется последовательными генерациями складок, имеющих различные ориентировки и последовательность формирования для разных структур. В частности, с этими этапами связано образование меж- и внутриблоковых эшелонированных зон флексурных и сигмоидальных складок, переходивших в жесткие деформации по мере снижения  $P$ - $T$ -параметров метаморфизма. Более поздними, относящимися к следующему циклу (шкалам), являются низкотемпературные blastomylonиты зон глубинных разломов, сконцентрированные вдоль контактов чуйско-мамского и бодайбинского комплексов.

Начальный этап третьего деформационного цикла в бодайбинском комплексе характеризуется проявлением голоморфной складчатости, возможно неоднократной. В Патомском нагорье (Неелов, 1975; Синцов, 1980) эта складчатость сформировала систему сложных антиклиналей и синклиналей дугообразной формы, примыкающих с юга и запада к Приленской зоне. Некоторые из таких структур достигают 150 км в длину при ширине 50–60 км. Крылья их сложены складками высших порядков, осевые плоскости субвертикальны, шарниры пологие. В центральной части Бодайбинского синклинория оси складок имеют субширотную ориентировку, плавно сменяющуюся к востоку юго-восточной. В Верхнемамском синклинории

развиты сильно сжатые, нередко опрокинутые на юго-восток складки, несколько меньших размеров — до 25–50 км в длину при ширине 1.5–3–10 км, общей северо-восточной ориентировки.

Сланцеватость пород бодайбинского комплекса образуется в зонах повышенного метаморфизма, выше изограды биотита и преимущественно в ядерных частях сильно сжатых антиклинальных складок; во внутренних частях синклиналиев развиты различные формы кливажа напластования, осевых поверхностей главных складок и оперяющих их зон трещиноватости.

Важно подчеркнуть, что формирование первой кристаллизационной сланцеватости в бодайбинском комплексе и второй, бластомилонитовой, сланцеватости в чуйско-мамском комплексе в участках развития поздних „куполовидных“ структур охватывает два этапа деформаций различного кинематического плана с тангенциальной и радиальной кинематикой. При этом второй этап характеризуется деформацией, уже сформировавшейся на первом этапе сланцеватости, без возникновения новых минеральных ассоциаций, отвечающих сколь-нибудь заметному изменению РТ-условий регионального метаморфизма. В качестве новообразованной эта сланцеватость отчетливо проявляется лишь в жильном материале, внедрившемся в конце и после первого этапа деформации, а в отдельных случаях и в поздних бластомилонитах третьего цикла чуйско-мамского комплекса. В бодайбинском комплексе с радиальными движениями связана деформация изометаморфических поверхностей по периферии антимоρφных структур фундамента.

Все перечисленное позволяет относить первый, существенно тангенциальный, и второй, существенно радиальный, этапы деформации к единому деформационно-метаморфическому циклу. Таким образом, кристаллизационная сланцеватость является, с одной стороны, реакцией пород на деформацию и ориентируется обычно в плоскости, нормальной максимальному напряжению, совпадающей, как правило, с осевой поверхностью изоклинальных складок. С другой стороны, не каждый этап деформации, в том числе и с образованием изоклинальных складок, приводит к уничтожению ранней (главной) сланцеватости и созданию новой. Это труднообъяснимое с позиций формального структурного анализа противоречие почему-то не привлекает внимания геологов-структурщиков.

Можно палатать, что для образования сланцеватости важное значение имеет физическое состояние деформируемых пород. Так, при наложении деформаций и более низкотемпературного метаморфизма на сравнительно жесткие (и сухие) породы всегда возникает новая, главная кристаллизационная сланцеватость, что относится как к породам основания, так и к меж- и синметаморфическим интрузивным телам. В то же время при прогрессивном метаморфизме пород главная кристаллизационная сланцеватость формируется при максимальных РТ-условиях метаморфизма и может испытывать последующие деформации без существенной перестройки при сохранении этих условий. Понижение РТ-условий приводит к связыванию летучих, консервации (консолидации) структур и переходу к глы-

бовым движениям с формированием локальных зон новообразованной сланцеватости. Если это предположение правильно, то сам факт регионального распространения наложенной сланцеватости может свидетельствовать о том, что мы имеем дело с комплексом основания, как это и постулируется структурно-метаморфической методикой (Другова, Неелов, 1960; Неелов и др., 1981).

Говоря о прерывистом „пятнистом“, или зональном, проявлении деформаций при наложенной на комплекс основания складчатости, нужно подчеркнуть, что такая прерывистость может иметь различную природу в зависимости от ориентировки главных напряжений. При тангенциальном сжатии возникает однородное на больших протяжениях ориентированное поле напряжений. Прерывистый же характер деформаций в этом случае отражает первичную анизотропию комплекса основания с реализацией напряжений в первую очередь в зонах относительно пластичных пород. Пластичность при этом может определяться или первичным составом пород (карбонатные, слюдяные и т. п.), или привнесом достаточного количества летучих компонентов, облегчающих полную перекристаллизацию пород (обычно на контакте с подвергающимся метаморфизму более молодым комплексом).

При радиальном сжатии прерывистый характер проявления деформаций обусловлен в первую очередь разницей интенсивности напряжений в однородно ориентированном поле. Вертикальное расплющивание ранее сформированных структур в первую очередь реализуется над блоками фундамента с относительно большей скоростью движения. При этом морфология и ориентировка новообразованных структур в основном определяется формой блоков фундамента и амплитудой их вертикальных перемещений. На разных стадиях движения блоков могут возникать или пакеты лежащих изоклиналильных складок или сложные синформные и антиформные структуры от пологих „брахиформных“ в пределах блоков, „моноклиналильных“ на границах блоков до „изоклиналильных“ — межблоковых. Во всех этих структурах деформируются ранее сформированные пакеты лежащих изоклиналильных складок. При этом в покровном комплексе в изоклиналильные складки собрана первая (главная) сланцеватость, а в комплексе основания — вторая (бластомилонитовая) сланцеватость.

Подобные структуры, обусловленные радиальной кинематикой, широко распространены в Байкало-Патомском нагорье. Масштабы их различны — от мелких „купольных“ структур площадью в несколько квадратных километров до „гнейсовых валов“ протяженностью в сотни километров (Салоп, 1974; Неелов, 1975; Синцов, 1980; Шаров, Шмотов, 1982). На восточном фланге Мамской кристаллической полосы к таким структурам относятся Чуйская, Анангро-Патомская, Верхне-Дивуканская, Усть-Дивукская, Мамканская и другие антиформные структуры, разделенные Максимихинской, Тахтыганской и другими синформными структурами. Эти структуры являются составной частью Мамской кристаллической полосы, погружающейся на северо-восток, под бодайбинский комплекс. В отличие от „штамповых складок“ их формирование протека-

ло в сравнительно высокотемпературных условиях и сопровождалось расплющиванием более ранних структур как чуйско-мамского, так и бодайбинского комплексов.

Касаясь возможностей стратиграфической реконструкции разрезов отдельных комплексов, следует отметить, что повторные деформации и метаморфизм не исключают принципиальной возможности восстановления первичного напластования пород. В структурах I-II порядков общая последовательность крупных (сотни метров-первые километры) стратиграфических подразделений остается нормальной, хотя и более сложной в мелких структурах. Это обусловлено: а) общими закономерностями формирования и структурной эволюции седиментационных трогов, последовательностью проявления инверсий тектонического режима; б) соотношением мощности стратиграфических подразделений с высотой крупных складок и в) наклоном зеркала складчатости крупных складок. В общем и весьма распространенном случае, при сравнительно пологом залегании зеркала крупных складок (для каждого из этапов деформации) и мощности стратиграфических подразделений, существенно превышающей высоту крупных складок, в замковых частях антиформных структур I-II порядка обнажаются более древние образования или даже фундамент, а на крыльях - более молодые стратиграфические подразделения; в синформах соотношения обратные. В то же время мелкие подразделения и пограничные пласты крупных, участвовавшие во всех деформациях, будут иметь очень сложные в плане контуры.

Приложение этой структурной модели к докембрию Байкало-Патомской складчатой системы (Неелов, 1975) позволило показать разновозрастность структурно-метаморфических комплексов, расшифровать их внутреннюю структуру и наличие дометаморфических несогласий. Так, ранее (Салоп, 1974) верхняя подсерия мамской серии чуйско-мамского комплекса и бодайбокканская свита бодайбинской серии включались в единую конкудерскую подсерию - свиту. Структурно-метаморфические исследования, дополненные анализом петрохимии пород, показали, что породы верхов мамской серии, несмотря на сходство литологического состава с бодайбокканской свитой, являются полиметаморфическими, с различающейся историей деформаций и дометаморфическим парагенезисом слабокарбонатистых, магнезиально-железистых субсиаллитов, аргиллитов, полимиктовых и олигомиктовых калий-натриевых песчаников и песчано-глинистых карбонатолитов. Породы бодайбокканской свиты метаморфизованы активно в фации зеленых сланцев и содержат заметно менее дифференцированную ассоциацию карбонатистых аргиллитов, полимиктовых песчаников и глинистых известняков.

Сложная история развития Байкало-Патомской складчатой системы, с многократной активизацией эндогенных процессов, затрудняет оценку истинного возраста различных структурно-вещественных комплексов. К настоящему времени накоплено более 450 датировок по данной территории, выполненных преимущественно K-Ar методом (Хренов и др., 1980). Принимая во внимание „разрешающую способность“ отдельных методов, можно предположить, что K-Ar

датировки будут отражать последние этапы сравнительно слабого термального воздействия. А Rb-Sr и U-Th-Pb методы также нередко дают несходящиеся результаты, датируя поздние высокотемпературные события. Интересные результаты можно получить термоизохронным U-Pb методом (Сумин, 1982), позволяющим восстановить термальную историю анализируемого минерала. Датированные этим методом цирконы из пегматитов и вмещающих пород чуйско-мамского комплекса (см. ст. Ю.М. Соколова и др. в наст. сб.) показывают, что гранито-гнейсы Согдиондонского штока и раннеметаморфические плагиопегматиты второго цикла имеют возраст 1900-1800 млн. лет, и в таком случае кажущийся возраст отложений мамской серии превышает 1900 млн. лет. По геологическим данным возраст бодайбинской серии сопоставим с удоканской (Федоровский, Кориковский, 1980); мамская серия имеет, по видимому, более древний возраст (Неелов, 1975).

Структурно-метаморфическая эволюция Байкало-Патомской складчатой системы в целом сходна с историей формирования ряда других крупных структур южного обрамления Сибирской платформы. Специфической особенностью системы является сохранение кианит-силлиманитового режима наложенного метаморфизма в осевой зоне на фоне постепенного снижения РТ-параметров от гранулитовой до зеленосланцевой фации. При этом для краевых поднятий платформы наблюдается более быстрый переход к андалузит-силлиманитовым режимам метаморфизма.

## Л и т е р а т у р а

Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мануйлова М.М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, М.-Л., с. 120-230.

Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 17, М.-Л. - 225 с.

Великославинский Д.А., Петров Б.В. Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, Л., с. 126-132.

Великославинский Д.А., Мануйлова М.М., Ревякин Л.В., Соколов Ю.М., Шалек Е.А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 167-182.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. - М., 1972. - 189 с.

Глебовицкий В.А. Минеральные фации как критерии оценки РТ- параметров при метаморфизме. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 5-39.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М., М о с к о в - ч е н к о Н.И., П р и я т к и н а Л.А. Исследование эффективности некоторых минералогических термометров и барометров. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 60-86.

Д р у г о в а Г.М., Н е е л о в А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, М.-Л., с. 142-216.

Д р у г о в Г.М., К о в ш о в а Л.Ф., Н и к у л и н В.И., Ч е р е м н ы х В.А. Связь структурно-метаморфических особенностей и пегматитизации мамской толщи с тектоникой фундамента (Северо-Байкальское нагорье). - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982, с. 107-114.

З а в а л и ш и н М.А., Л ь в о в а Н.А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. - Тр. Гипрониислуда, 1954, вып. 1 (3), М., с. 4-72.

К а з а к о в А.Н. О структуре мамской серии Северо-Байкальского нагорья. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, М.-Л., с. 43-52.

К а з а к о в А.Н. Взаимоотношения мамской серии с муйским комплексом и метаморфизм. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1965, с. 102-114.

К о р ж и н с к и й Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. - В кн.: Слюды СССР. М., 1937, с. 93-114.

К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. - М., 1980. - 300 с.

М а з у к а б з о в А.М. Эволюция эндогенных процессов в Даванской зоне смятия (Северное Прибайкалье). - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982, с. 101-107.

М а н у и л о в а М.М., В а с ь к о в с к и й Д.П., Г у - р у л ё в С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. - М.-Л., 1964. - 226 с.

Н е е л о в А.Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Б. Чуи. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, М.-Л., с. 268-308.

Н е е л о в А.Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 168-174.

Н е е л о в А.Н., Г л е б о в и ц к и й В.А., Б а й к о - в а В.С., Д у к Г.Г., К а р с а к о в Л.П., М и л ь к е - в и ч Р.И., С е д о в а И.С., Т у р ч е н к о С.И. Эволюция метаморфических поясов юга Восточной Сибири. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117-143.

Н е е л о в А.Н., П о д к о в ы р о в В.Н. Корреляция экзогенных и эндогенных процессов в докембрии Байкало-Патомского

нагорья. — В кн.: Геодинамические исследования, № 5. М., Сов. радио, 1979, с. 47–61.

Петров Б.В., Макарыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск, 1975. — 344 с.

Ручкин Г.В., Бушуев В.П., Варламов В.А., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Прижняк Н.А. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геология рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3–17.

Салоп Л.И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 199, с. 83–143.

Семенов Н.П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. — Киев, 1948. — 389 с.

Синцов А.В. Деформации, метаморфизм, оруденение верхнепротерозойской толщи Мамско-Бодайбинского синклинория. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М., 1980, с. 108–120.

Соколов Ю.М. Региональный метаморфизм и пегматитовосность мамской серии водораздела рр. Чаи и Б. Чуи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1965, с. 115–138.

Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. — Л., 1970. — 190 с.

Сумин Л.В. Новый термоизохронный метод радиологического датирования по цирконам. — ДАН СССР, 1982, т. 263, № 4, с. 959–963.

Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития Мамско-Бодайбинской зоны. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 58–64.

Хренов П.М., Еникеев Г.К., Исаков Ю.А., Герасимов Н.С., Годвинский Г.П., Перминов А.В. Роль геохронологических исследований в обосновании возраста геологических образований юга Восточной Сибири. — В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам (тезисы докл.). Иркутск, 1980, с. 84–87.

Чесноков В.Н. О происхождении и развитии поперечных флексуобразных складок в Мамском районе. — Геол. и геофиз., 1975, № 10, с. 121–125.

Шаров В.Н., Шмотов А.П. О корреляции эндогенных процессов Байкало-Патомского нагорья. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982, с. 89–95.

## ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Постановка вопроса. Докембрийские формации складчатого обрамления Сибирской платформы являются классическими объектами для изучения многих теоретических и практических вопросов геологии, петрологии и металлогении ранних этапов развития Земли. Здесь представлены все отделы — от раннего архея до позднего рифея, характеризующиеся разнообразным спектром геологических и металлогенических формаций. Из многочисленных видов полезных ископаемых, локализованных в структурах обрамления следует отметить: мусковит, флогопит, апатит, железо, мраморы, редкие и рассеянные элементы и др.

Байкальская горная область как составная часть складчатого обрамления Сибирской платформы относится к типу областей полистадийного развития с широко изменяющимися параметрами эндогенных режимов в отдельных геоблоках. Каждый из геоблоков Байкальской горной области характеризуется своими индивидуальными особенностями металлогении. Так, например, эндогенная металлогеническая специализация Южного Прибайкалья определяется ортометаморфическими месторождениями Mg-Ca метасоматитов (флогопитовая формация), связанных с этапами позднепротерозойской активизации (Михайлов, 1973), и месторождениями железистых кварцитов, локализованных в архейских породах шарыжалгайского комплекса, что в филогеническом плане определяется эволюцией метаморфизма гранулитовых комплексов этого района. Эволюцию эндогенного режима геоблока к параметрам высокоградIENTного метаморфизма (Шафеев, 1970) фиксируют пегматиты редкометальной формации (Макрыгина, 1976), а к условиям дистен-силлиманитового метаморфизма — пегматиты мусковитовой формации Восточно-Саянской пегматитовой провинции (Соколов, Таевский, 1970). Рудообразование при диафторезе фиксируется появлением специфических формаций диафтореза (гранулированный кварц — Даванская зона смятия; штоковерковое титано-магнетитовое оруденение в диафторитах метагаббро — мыс Тонкий, оз. Байкал; медно-никелевое оруденение в метагаббро — месторождение Холоднинское, колчеданно-полиметаллические формации Холоднинского месторождения и т. д.).

В раннедокембрийских формациях Саяно-Байкальской горной области образуются полигенетические магнетитовые и гематит-магнетитовые руды, условно объединяемые в формацию железистых кварцитов (Шафеев, Хренов, 1979). Характерные особенности магнетитового рудообразования: метаморфизм гранулитовой фации, сопровождающийся процессами гранитизации рудовмещающих толщ; приуроченность руд к горизонтам роговообманково-двупироксеновых кристаллических сланцев; ассоциация магнетита с кварцем, роговой

обманкой, реже — пироксенами, гранатом, кордиеритом, полевыми шпатами. В железорудных проявлениях Присяянского пояса широко проявлены процессы средне- и низкотемпературного диафореза вдоль линейных зон, обуславливающих появление разнофациальных ассоциаций в рудах и рудовмещающих породах.

Гематит-магнетитовые руды — собственно железистые кварциты — приурочены к нижнепротерозойским образованиям. Известны два месторождения — Онотское в Присяянье, приуроченное к свите Соснового Байца нижнего протерозоя, и Тыйское в Северном Прибайкалье, где пласты гематит-магнетитовых руд залегают в „тыйской свите“, а также ряд мелких рудопроявлений в Присяянье, Западном Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье. Главнейшие особенности железорудных проявлений этого типа, по данным А.А. Шафеева и В.Д. Белогур, — пластовое залегание, отчетливый стратиграфический контроль, своеобразный литолого-формационный тип рудовмещающих толщ, представляющих продукты перестроения коры выветривания, ассоциация железистых кварцитов с горизонтами амфиболитов, невысокая степень метаморфизма рудовмещающих толщ и самих руд (обычно не выше ставролитовой субфации амфиболитовой фации), тонкополосчатые текстуры руд и их тонкозернистое сложение. Рудные минералы представлены магнетитом и гематитом, ассоциирующими с кварцем, амфиболами и слюдами.

Особое положение в Байкальской горной области в металлогеническом аспекте занимает ее северный сегмент, включающий обширные территории Северного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Главная металлогеническая особенность данной территории заключается в глубоком по интенсивности проявления металлогеническом импульсе зонального метаморфизма дистен-силлиманитового типа. Это позволило установить изофациальность процессов пегматито-сульфидообразования с определенным термодинамическим режимом метаморфических зон и выяснить, что главной рудообразующей фазой регионального метаморфизма является стадия регрессивного метаморфизма или стадия кислотного выщелачивания. В настоящее время этот тезис для пегматитовых и других формаций теоретически обоснован и доказан на обширном материале, детально описанном в многочисленных статьях и монографиях (Соколов, 1970; Соколов и др., 1981; Буряк, 1971; Шаров и др., 1978).

Общие сведения о геологии и геохронологии. Для Байкальской горной области существует большое количество публикаций, посвященных отдельным фрагментам геологии и петрологии и детальному описанию конкретных геологических объектов. Вопросы стратиграфии и тектоно-магматогенеза в этих работах рассматриваются с небольшими дополнениями и изменениями в аспекте тех положений, которые были изложены в работах Л.И. Салопа, Д.А. Великославинского, А.Н. Неелова, М.М. Мануйловой, В.А. Федоровского и С.П. Кориковского, А.А. Шафеева и большим количеством сибирс-

ких геологов. Разбор представлений этих исследователей не входит в нашу задачу, так как главные структурные элементы и стратиграфические шкалы широко известны. Обратимся к обзору тех немногочисленных изотопно-радиологических данных, которые позволяют подойти к выделению геолого-геохронологических реперов для различных комплексов Байкальской горной области.

1. Архейский возраст метаморфических пород чуйской толщи чуйского геантиклинория был установлен М.М. Мануйловой и др. (1971) по амфиболам из гранито-гнейсов гранулитовой фации K-Ar методом —  $3460 \pm 70$ ,  $3020 \pm 100$  млн. лет; аналогичный возраст, равный  $3170 \pm 100$  млн. лет, дал плагиоклаз из амфиболита чуйской толщи.

2. В акитканской зоне в строении верхнего комплекса пород участвуют: терригенно-вулканогенные геосинклинальные образования сарминской серии нижнего протерозоя; прорывающие их магматические породы кочериковского и татарниковского комплексов (Срывцев, 1975); перекрывающие их орогенные терригенно-вулканогенные образования акитканской серии, которая прорывается гранитоидами ирельского комплекса. Граница между этими двумя комплексами датируется возрастом татарниковских гранитов —  $2100 \pm 60$  млн. лет, полученным изохронным Rb-Sr и K-Ar методами по амфиболам. Возраст абчадских гранитоидов, датированный теми же методами, равен  $1700 \pm 100$  млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Аналогичные данные были получены А.А. Бухаровым и др. — 1650 млн. лет — Rb-Sr изохронным методом (руч. Ср. Кедровый, Сев. Прибайкалье).

Это единственные три изохроны, соответствующие по новой стратиграфической шкале границе нижнего и верхнего протерозоя, полученные для многочисленных комплексов Байкальской горной области.

3. Метаморфические породы мамско-бодайбинской кристаллической полосы (мамская продуктивная толща) по многочисленным данным K-Ar метода дают возраст, равный 350–450 млн. лет (Великославинский и др., 1963), тогда как для согдиондонского штока гнейсо-гранитов возраст биотитов, полученный K-Ar методом, достигает 900–1000 млн. лет.

4. Верхняя граница осадконакопления Олокитского прогиба оценивается М.М. Мануйловой и В.В. Зарубиным (1981 г.) по данным K-Ar метода в  $1090 \pm 100$  млн. лет; аналогичный возраст был получен Ю.М. Соколовым — тем же методом для филлитов, расположенных на водоразделе рр. Чуя-Чоя ( $1090 \pm 100$  млн. лет).

5. Верхний возрастной рубеж эндогенных процессов Северного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий определяется возрастом неметаморфизованных пород орколиканской серии (Казаков, Соколов, 1957) и холоднинской свиты (Мануйлова, Зарубин, 1981). В алевролитах орколиканской серии Б.В. Тимофеевым были обнаружены микрофитофоссилии, которые сопоставимы с микрофитофоссилиями трехчленного байкальского комплекса (голоустенская, качергатская и улунтуйская свиты) в гдовских и ляминаритовых слоях Русской платформы. Изотопный возраст холоднин-

ской свиты, определенный K-Ar методом по валовой пробе алеволита, равен 510-617 млн. лет.

6. В настоящее время все большее значение приобретает определение возраста по пегматитам, так как в геолого-петрологическом аспекте пегматитовые месторождения являются великолепным примером строгой генетической корреляции эндогенных процессов, выраженных в фашиальном термодинамическом соответствии процессов пегматитообразования с цикличностью и стадийностью метаморфизма в геологической истории метаморфических поясов. На основании единичных определений для Байкальской горной области установлены следующие возрастные группы пегматитов: а) синкинематические кварц-полевошпатовые пегматиты Чуйского геоантиклинория - 1920-2170 млн. лет, K-Ar метод; б) пегматиты удоканской серии редкометальной формации - 1770-2420 млн. лет; в) альбитизированные пегматиты Чуйского геоантиклинория - 942 млн. лет, K-Ar метод; г) мусковитовые пегматиты Акуканского месторождения (Северное Прибайкалье) - 612 млн. лет, K-Ar метод; д) редкометально-мусковитовые пегматиты укучиктинской толщи Северного Прибайкалья (Мануйлова, Кольцова, 1965) - 300-400 млн. лет, K-Ar метод; е) мусковитовые пегматиты Северо-Байкальской мусковитовой провинции -  $420 \pm 55$  млн. лет, Rb-Sr (модельный метод); 321 млн. лет, U-Pb-Th (модельный метод); 255-371 млн. лет, K-Ar метод (Соколов, 1965).

На основании этих данных был сделан вывод, что метасоматическое преобразование мусковитовых и мусковит-редкометальных пегматитов датируется каледонской эпохой диастрофизма. Этот вывод на многие годы определил геолого-геохронологическую позицию в деле построения соответствующих моделей и схем металлогенического районирования.

Однако проблема определения возраста пегматитообразования месторождений Северо-Байкальской мусковитовой провинции другими методами вот уже более тридцати лет является одним из главных вопросов в изучении ряда спорных и дискуссионных положений в геологии Байкальской горной области. Поэтому решение данного вопроса имеет принципиальное значение для металлогенического анализа эндогенных режимов не только Байкальской горной области, но и сопредельных территорий всей Восточной Сибири. Важность этой проблемы определяется также и тем, что геологическая и петрологическая позиции пегматитовых образований в структурно-метаморфической эволюции кристаллических пород мамско-бодайбинской серии изучены детально. Так, литолого-стратиграфически мамско-бодайбинская серия, как известно, характеризуется детально изученным нормальным флишомидным разрезом, образующим ряд выдержанных по мощности горизонтов и свит, слагающих миогеосинклинальную толщу. Причем наиболее благоприятными при процессах пегматитообразования являются горизонты пород с преобладанием высокоглиноземистых ассоциаций. В геоструктурном плане пегматиты концентрируются на границах Мамского синклинория, где они

локализуются в виде жил, узлов, полей и контролируются складчатыми и связанными со складкообразованием структурными формами.

Процессы пегматитообразования распадаются на три этапа: доинверсионный, инверсионный и поздний, постинверсионный. Доинверсионный начинается с формирования низкоградиентной метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа от серицит-хлоритовой субфации до силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации и заканчивается метасоматической пегматитизацией с образованием при натровом метасоматозе пегматитов первой группы. Метаморфизм инверсионного этапа в начале его характеризуется теми же парагенезисами прогрессивной стадии, а в конце — переходом к регрессивной стадии. В этих условиях — снижения давления и увеличения объема — в осевой части синклинали происходит образование больших масс палингенных гранитов, локализованных в куполовидных структурах. Поздний-постинверсионный этап пегматитизации является главным этапом рудогенеза пегматитовых тел, их метасоматического преобразования и перекристаллизации, идущих при максимальной щелочности флюида, — с образованием пегматитов второй группы. По своим термодинамическим параметрам этот этап соответствует регрессивной стадии регионального метаморфизма. Таким образом, мусковитовые пегматиты возникают при эволюционном развитии тектоно-метаморфического цикла пегматитовмещающих пород, образуются только в метаморфических полях низкоградиентного метаморфизма и характеризуются строгой приуроченностью к зонам распространения гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфаций амфиболитовой фации ( $P=6-8$  кбар,  $T=650-680^{\circ}C$ ).

В то же время, несмотря на всесторонность и аргументированность изложенных геолого-петрологических исследований, вопрос о возрасте пегматитов до сих пор оставался нерешенным. Геологический подход, основанный на логическом анализе фактов, не дал однозначного ответа, представляя для обсуждения исключительно широкий интервал времени — от архея до фанерозоя. Поэтому в настоящее время единственным методом, который может дать реальное представление о возрасте, является радиологический. Поэтому в 1980–1981 гг. были проведены специальные геолого-геохронологические исследования метаморфических пород, гнейсо-гранитов и пегматитов Северо-Байкальской провинции с целью изучения их возрастной шкалы  $Rb-Rb$  цирконовым методом (Соколов и др., 1982).

В процессе исследования было получено 10 термоизохрон для различных возрастных групп пегматитов, метаморфических пород и гнейсо-гранитов (табл. 1). Данные таблицы позволяют сделать ряд следующих выводов.

1. Впервые для гнейсо-гранитных куполов мамско-бодайбинской серии получены четко проявленные древние значения возраста ~1900 млн. лет. Геологическая позиция гнейсо-гранитов не отделима от времени формирования регионального метаморфизма и складчатости пород мамской серии, а однотипность цирконов из них и эвгедральность их кристаллографических форм полностью со-

Т а б л и ц а 1.

Результаты рассчитанных значений возраста, полученного Рb-Рb методом по цирконам

Номер пробы	Место отбора	Геологическое положение	Возраст, млн. лет	Геологический процесс
C-85	Р. Луговка, голец Скалистый, р-н жилы 31	Дайка гранита мощностью 0,4 м, пересекающая пегматиты I группы (гиганто-пегматиты)	780 510	Заключительная фаза пегматитизации Северо-Байкальского нагорья.
587/2	Р. Чуя, голец Биотитовый	Графический микроклиновый пегматит II группы, пересекающий пегматиты I группы	1260 610 350	Процессы регрессивного метаморфизма, метасоматоза и перекристаллизации пегматитов
1121/4	Р. Чуя, жила в верхнем течении р. Левый Мочикит	Микроклиновый пятнисто-сегрегационный пегматит II группы	840 540 300	
M-100	Р. Согдиондон, жила 205	Мелкоблоковый пегматит II группы	790 280	
583/8	Устье р. Брамья при впадении в р. Б. Чуя	Кианит-гранат-биотитовый сланец. Нижняя часть разреза мамской серии	300	Регрессивно измененные метаморфические породы
585/4	Левый берег р. Б. Чуя, против устья р. Брамья	Гранат-ставролит-биотитовый сланец. Центральная часть ставролитового горизонта тепторгинской серии	550 300	
B-100	Букучанское месторождение Сев. Прибайкалья, Слюдяные озера	Плагиоклазовый мелкоблоковый пегматит в зоне диафтореза амфиболитовой фации по метагаббро	730	Процессы пегматитизации Сев. Прибайкалья
587/3	Р. Чуя, голец Биотитовый	Плагиоклазовый мелкоблоковый пегматит, перекристаллизованный из диабластического пегматита I группы	680 460	Начальные стадии пегматитизации мамской серии
581/1	То же	Мелкоблоковый диабластический пегматит, „древний“ - по терминологии местных геологов, I группа	1800 1300 800 450	
C-83	Р. Слюдянка, Слюдянкинский шток	Меланократовый биотитовый гранито-гнейс	1900 1730 1660 1490 1360	Начальные этапы регионального метаморфизма и мигматизации. Формирование мамской серии до 1900 млн. лет

ответствуют акцессорным цирконам этапа магматической кристаллизации. Если это так, то возрастной предел формирования мамско-бодайбинской серии определяется в 1900 млн. лет.

2. Обращает на себя внимание значение возраста метаморфических пород. Во-первых, как это следует из таблицы, цирконы ставролитового горизонта тепторгинской серии и цирконы собственно мамско-бодайбинской серии были отобраны из регрессивно-метаморфизованных пород. Во-вторых, и те и другие цирконы относятся к метамиктным, плохой сохранности, что вполне объяснимо, так как породы претерпели сильнейший регрессивный метаморфизм.

3. В пегматитах, как следует из полученных цифр, отмечаются реперные значения: 1800, 800-680 и 540-300 млн. лет. Хотя значения древних возрастов характерны не для всех жил, что вполне объяснимо интенсивностью в них процессов перекристаллизации и метасоматоза, с определенной долей уверенности можно говорить о существовании в пределах Северо-Байкальской пегматитовой провинции ранних возрастных групп пегматитов, имеющих возраст циркона около 1800 млн. лет — начальной стадии пегматитизации. По-видимому, нельзя отрицать и фазы пегматитообразования, отвечающей возрасту 800 млн. лет или заключительной стадии пегматитизации, а их метасоматическая переработка соответствует эпохе омоложения, возрастные рубежи которой были установлены в предыдущие годы.

4. Возможно, что время пегматитопроявления Северо-Байкальской провинции неоднозначно и охватывает значительный интервал.

5. Пегматиты Сев. Прибайкалья, залегающие в зонах диафореза офиолитового пояса (Северо-Байкальского), имеют возраст  $810 \pm 100$  млн. лет.

Как уже подчеркивалось, для метаморфических комплексов Байкальской горной области проведены: всесторонний парагенетический анализ с выделением структурно-метаморфических шкал (Д.А. Великостлавинский, А.Н. Неелов, Ю.М. Соколов, М.М. Мануйлова, Г.М. Другов, С.П. Кориковский, А.В. Перевалов), структурный анализ (А.С. Флаасс, А.Н. Казаков) и тектоно-магматический анализ (А.Н. Казаков и др.). Следует также отметить детальность местных стратиграфических шкал (продуктивные горизонты М.А. Завалишина и Н.В. Львовой). Применяемые этими и другими исследователями методы исчерпали себя и не могут вывести из альтернативы и противоречий те основные историко-геологические положения, которые не решены из-за отсутствия главных геолого-геохронологических реперов, построенных на основе современных методик. Поэтому определение геолого-геохронологических реперов для Байкальской горной области является как бы следующим этапом в понимании ее геологического развития. Первостепенность и важность этой задачи определяются еще и тем, что без радиологических исследований невозможно построение металлогенической модели этой области, которая определяется: импульсом рудообразования Тыйского железорудного узла (Северное Прибайкалье); временем редкометального метасоматоза Даванской зоны смятия;

временем формирования пегматитов редкометальной формации укучиктинской (чуйской) толщи; временем образования высокоглиноземистых кор выветривания и связанных с ними деструкционных месторождений; временем возникновения золоторудных провинций импульсом пегматитизации Северо-Байкальской мусковитовой провинции и других ветвей рудообразования, связанных с импульсом метаморфической зональности; временной последовательностью рудообразования Северо-Байкальского офиолитового пояса и временем образования олокитской полиметаллической провинции.

Тектоно-метаморфические циклы. Для Северного Прибайкалья, как и для всей Байкальской складчатой области, существует ряд геодинамических схем.

а) М.М. Мануйлова на основании обобщения данных изотопного возраста по всей Восточной Сибири выделила четыре мегацикла: раннеархейский (древнее  $3500 \pm 100$  млн. лет), позднеархейский ( $3500-2600 \pm 100$  млн. лет), ранне-среднепротерозойский ( $2600-1700 \pm 100$  млн. лет) и позднепротерозойский ( $1700-800 \pm 100$  млн. лет).

б) А.М. Лейтес и В.С. Федоровский (1977) с позиций мобилизма выделили два рубежа, отвечающих формированию двух структурных этажей: ранний - 3.0 млрд. лет, соответствующий образованию прометаморфического слоя, и поздний - 1.8-1.6 млрд. лет, соответствующий зрелой континентальной коре. Для Байкальской складчатой области (Бодайбинской литосферной плиты) первому рубежу соответствует время формирования укучиктинской или чуйской серии; второму - тепторгинской, мамско-бодайбинской и патомской серий.

в) А.Н. Неелов (1979) в результате составления среднemasштабной карты регионального метаморфизма для южного обрамления Алданского щита и применения историко-геологического подхода при определении последовательности метаморфизма устанавливает четыре этапа: ранне- и позднеархейский, раннепротерозойский и среднерифейский.

В северном геоблоке Байкальской горной области выступают все комплексы, отмеченные в этих схемах. Его структурно-метаморфическое изучение позволило установить относительную последовательность этапов регионального метаморфизма и, что самое главное, представить металлогеническую характеристику каждого этапа, в той или иной мере провести корреляцию эндогенных процессов в геоблоке с выделяемыми циклами. Однако из-за отсутствия для большинства комплексов твердо установленных геохронологических рубежей вопрос об их изотопном возрасте до настоящего времени остается окончательно не решенным.

Р а н н е д о к е м б р и й с к и й метаморфический цикл проявился в комплексе пород, относимых различными исследователями к Северо-Муйскому или Северо-Байкальскому офиолитовому поясу (Салоп, 1964; Великославинский и др., 1971; Клитин, Павлова, 1974), который автором был исследован в полосе западного берега р. Байкал (мыс Тонкий) до бассейна р. Правая Мама (рр.

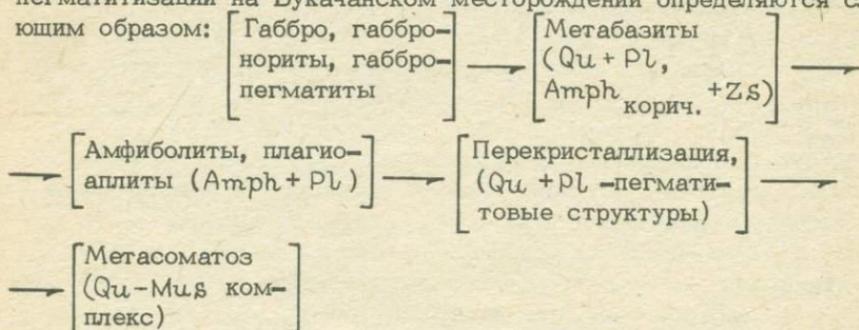
Орколикан, Яна, Горбыляк). Комплекс пород меланократового фундамента области (Лейтес, Федоровский, 1977), перекрываемый конгломератами орколиканской серии и холоднинской свиты, определяется основными кристаллическими сланцами с включенными в них телами измененных базитов и ультрабазитов. Этот комплекс различные исследователи описывают в составе нюрндуканской (Северное Прибайкалье) и килианской (бассейн р. Муя) серий. Базиты и ультрабазиты относятся к Байкало-Муйскому базит-гипербазитовому поясу и образуют две параллельные зоны: юго-восточную - Чайскую и северо-западную - Довыренскую. Базиты юго-восточной зоны являются доскладчатыми и дометаморфическими, тогда как базиты довыренской зоны не затронуты процессами регионального метаморфизма.

Основу Северо-Байкальского офиолитового пояса составляют диафторированные в различной степени метабазиты (метагаббро, метатабазы, метаперидотиты, метатрондьемиты, метанориты, плагиограниты), основные кристаллические и очень редко сиалитские кристаллические сланцы. В последовательности образования минеральных ассоциаций наблюдаются температурные ряды, позволяющие наметить стадии их образования (бассейн р. Гасан-Дакит, северо-западное побережье оз. Байкал, мыс Тонкий).

Исходя из анализа минеральных ассоциаций, с определенной долей условности приходим к выводу, что начальный этап регионального метаморфизма офиолитов соответствовал цоизит-кианит-кварцевой субфации, на что указывает ассоциация Dist-Zs-Qu (мыс Тонкий, данные С.П. Кориковского), а также часто встречаемые ассоциации с цоизитом и коричневой роговой обманкой. Как будто бы эти данные позволяют говорить о термодинамических условиях, приближающихся к эклогитовой фации или, во всяком случае, о наличии здесь своеобразных эклогитоподобных пород, что уже отмечалось для Байкальской горной области (Байкальская глыба, Великославинский и др., 1971). Второй этап приразломного метаморфизма, связанный с формированием глубинного Холоднинского разлома (Соколов и др., 1981), носит дислокационный характер и сопровождается разнообразной гаммой диафторитов (бластомилониты, милониты, филлониты), а его P-T условия не превышают зеленосланцевой фации метаморфизма. Наконец, последний этап метаморфизма, поразивший все комплексы северо-восточного сегмента Байкальской горной области, соответствует амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа. Парагенетические ассоциации этого заключительного этапа по своим параметрам значительно ниже ассоциаций I этапа и при петрографических наблюдениях почти, за небольшим исключением, не улавливаются. Однако появление в метагабброидах Букачанского месторождения мусковита как типоморфного месторождения (Соколов, 1981) бесспорно говорит о проявлении здесь амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа. Этот этап регионального метаморфизма характеризуется исключительно широкой волной метасоматизма регрессивной стадии при экстремальном проявлении стадии кислотного выщелачивания,

что приводит к появлению разнообразного спектра метасоматитов, выразившегося на Букачанском месторождении в образовании  $Qu - Mu_s$  комплекса, а на Холоднинском месторождении — в реометаморфической концентрации сульфидов.

Последовательность метаморфических событий и стадийность пегматитизации на Букачанском месторождении определяются следующим образом:



Таким образом, комплекс пород Северо-Байкальского офиолитового пояса является полиметаморфическим, поэтому наблюдаемая в породах кристаллизационная сланцеватость является вторичной, отражающей ориентировку последнего этапа деформаций. В плоскостях наложенных деформаций в метабазах развиваются милониты и филлониты; габброиды превращаются в черные сланцеватые породы, напоминающие по внешнему облику и ассоциациям кварц-серицит-хлоритовые сланцы, в которых фиксируется штокверковое титаномагнетитовое оруденение (мыс Тонкий), а первичная магматическая структура пород устанавливается в неустойчивых реликтах среди диафторитов.

В радиологическом аспекте породы офиолитовой серии не исследованы, приводимые в публикациях K-Ar определения (Геохронология..., 1968; Великославинский и др., 1971; Леснов, 1972; Соколов и др., 1981) омоложены и считаются реперными не могут.

Раннедокембрийский комплекс чуйской серии (архейский). Архейский возраст метаморфических пород Чуйского геоантиклинория был установлен М.М. Мануйловой и др. (1971). Эволюция регионального метаморфизма комплекса пород Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев и их причастность к раннепротерозойскому метаморфическому циклу обоснованы и рассмотрены в ранних (Соколов, 1967; Великославинский и др., 1971) и недавних публикациях (Кориковский, Федоровский, 1980). Первый этап регионального метаморфизма соответствовал термодинамическим условиям гранулитовой фации алданского типа (Гранулитовая фация..., 1972).

Второй этап регионального метаморфизма непосредственно связан с диафторезом мамско-бодайбинской серии, соответствующем РТ-условиям амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа, с ассоциациями, давно известными и детально описанными ранее (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970). Особенно отчетливо появление этих ассоциаций в породах Чуйского геоантиклинория ощущается в сферах влияния глубинных разломов. Бесспорно,

что метаморфическая эволюция комплекса чуйского геантиклинория полиметаморфична и изучена не в достаточной степени. Так, например, присутствие известных в его пределах полей развития пегматитов редкометальной формации о д н о з н а ч н о (Ю.С.) указывает на смену термодинамических режимов метаморфизма с переходом к андалузит-силлиманитовому типу (Соколов, 1981).

Однако, несмотря на существующие публикации, говорящие об этой смене (Макрыгина, 1976), достоверных минеральных ассоциаций с андалузитом в породах собственно Чуйского геантиклинория пока еще не обнаружено. В Северном Прибайкалье М.М. Мануйловой (1964) были описаны ассоциации с андалузитом, и, таким образом, распространение там же редкометальных пегматитов в пределах укучиктинской серии бесспорно говорит о проявлении высокоградиентного андалузит-силлиманитового режима метаморфизма. Термодинамические условия высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии при его редуцированной стадии кислотного выщелачивания и высокой активности натрия в позднещелочную стадию определили ярко выраженную редкометальную направленность металлогении чуйского комплекса при разнообразном составе метасоматитов и амазонитовых редкометальных пегматитов (Лобанов, 1970; Соколов, 1970).

По-видимому, общая направленность регионального метаморфизма характеризовалась понижением давления от умеренных величин (5-6 кбар) к низким (1.2-2.5 кбары), так как в пределах Чуйского геантиклинория установлен ряд пегматитообразования: от синкинематической керамической формации, соответствующей умеренным давлениям, датированный возрастом 1920-2170 млн. лет, до мусковит-редкометальных. Полидиафорез и метасоматоз обусловили возникновение месторождений формации гранулитового кварца, рудопроявлений кварц-магнетитовой метасоматической ассоциации и зон альбит-амазонитовой ассоциации (бассейн нижнего течения р. Абчада).

Процессы дислокационного метаморфизма имеют исключительно широкое распространение в породах Байкальской горной области, на что в свое время обращали внимание А.Н. Неелов (1957), М.М. Мануйлова и др. (1964). Недооценка этого факта привела многих исследователей к необоснованным выводам в вопросах стратиграфии и выделения зон дислокационного метаморфизма как стратиграфических единиц (тъяская свита). Верхний возрастной предел дислокационного метаморфизма определяется регрессивной стадией зонального метаморфизма, так как минералы, связанные с этим этапом, метасомы и пегматиты не затронуты процессами катаклаза и бластомилонитизации, тогда как пегматиты чуйской толщи рекристаллизованы.

При процессах дислокационного метаморфизма образуются классические вторичные метапороды - диафориты (катаклазиты, филлониты, милониты, бластомилониты), которые присутствуют во всех частях стратиграфического разреза.

### Нижнепротерозойский комплекс мамско-бодайбинской серии.

Метаморфическая эволюция и парагенитический анализ ассоциаций пород этого комплекса, по всей вероятности, являются наиболее изученными в системах метаморфических поясов не только Восточной Сибири, но и всей территории СССР. Начиная с ранних работ Д.С. Коржинского процессы метаморфизма, динамика формирования метазональности и метасоматизма этого комплекса детально исследовались в течение последних четырех десятилетий, что нашло свое отражение в ряде фундаментальных монографических работ (Великославинский и др., 1963; Великославинский, 1972; Петров, Макрыгина, 1975; Шаров и др., 1978; Короковский, Федоровский, 1980), а также в многочисленных статьях.

Низкоградиентный зональный метаморфизм проявился на всей громадной территории Байкальской горной области в породах Мамско-Бодайбинского прогиба, в Делюн-Уранской и Муйской зонах. Он характеризуется: а) ярко выраженной зональностью от серишит-хлоритовой зоны до амфиболитовой и зон мигматизации и пегматизации; б) перепадом температур от зоны граната до зоны силлиманита в 480–720 °С,  $P \approx 7$  кбар; в) сближенными изоградами граната (ставролита + дистена) и широко растянутыми зонами зеленосланцевой фации; г) локальной мигматизацией; д) интенсивным проявлением средне- и высокотемпературного метасоматоза стадии кислотного выщелачивания.

Вопрос о возрасте метаморфизма Мамско-Бодайбинского синклинория решен Ю.М. Соколовым и соавторами (Соколов и др., 1982) на основании  $Pb-Pb$  термоизохронного метода по цирконам; он равен 1800 млн. лет, а мигматитов (Слюдянское мигматитовое поле) – 1900 млн. лет, что отвечает верхней возрастной границе формирования мамско-бодайбинской серии. Если учесть, что работами Д.А. Великославинского и других петрологов было установлено петрологическое единство между процессами регионального метаморфизма и процессами мигматизации мамско-бодайбинской серии, то становится очевидным, что время ее регионального метаморфизма определяется в  $1900 \pm 100$  млн. лет.

Парагенезисы мамско-бодайбинской серии являются органической составной частью метазонального нижнепротерозойского комплекса. Этот комплекс в силу своей исключительной контрастности метаморфических изменений от нижних пределов зеленосланцевой фации до верхних пределов амфиболитовой фации является классическим примером зональных низкоградиентных комплексов (тип Барроу). Зональность была установлена в результате тщательных кропотливых исследований, проведенных геологами различных школ и направлений в течение многих лет. По-видимому, необходимо восстановить ту последовательность, в которой развивались эти исследования: 1) в 1954 г. в бассейне р. Именды (левый приток р. Правая Мама) А.Н. Нееловым были закартированы изограды хлорита-биотита-граната-(ставролита + дистена)-пегматита, пересек а ю щ и е горизонты метапелитов. 2) В 1958 г. Ю.М. Соколовым в бассейне р. Тукулах (левый приток р. Б. Чуя) в пределах

мамской серии была закартирована изограда силлиманита, которая, как показали дальнейшие исследования, является естественной границей пределов распространения мусковитоносных пегматитов. Появление ассоциаций с силлиманитом и, соответственно, понижение интенсивности регрессивных изменений при увеличении роли мигматизации были тем естественным „буфером“, который препятствовал развитию перекристаллизации и метасоматоза в пегматитах. В таком металлогеническом аспекте метазональность изучалась впервые. 3) В 1960 г. А.Н. Казаковым по материалам В.М. Таевского была построена метазональность в бассейне р. Витим (бассейн рр. Тахтыган и Тахтыга). В 1961 г. В.С. Некрасовым в результате детального картирования в этом районе также были представлены изограды  $Chl - Bt - Gr - St - Dist - Pg$ . 4) В 1963 г. Ю.М. Соколовым была установлена метазональность на водоразделе рр. Чуя-Чая ( $Chl - Bt - Gr - (St + Dist) - Pg$ ). Эта метазональность в отличие от предыдущих характеризовалась изменением изоград параллельной слоистости пород. 5) В этом же году Б.В. Петровым была установлена метазональность в северо-западной части Патомского нагорья (бассейны рр. Быстрая, Верх. Язовая, среднее течение р. Б. Патом). 6) В 1965 г. Ю.М. Соколовым в бассейнах рр. Б. Патом и Анангра (Патомское нагорье) установлена зональность в породах собственно бодайбинской серии. 7) В 1964–1966 гг. А.В. Переваловым была закартирована зональность в северо-западной части Патомского нагорья (Жуинская и Мамско-Витимская зоны). 8) В 1969–1980 гг. С.П. Кориковским и В.С. Федоровским в результате целеустремленных работ с применением новейших методов была уточнена и детально исследована метазональность Патомского нагорья (Лонгдорское и Тонодское поднятия). Следует подчеркнуть, что С.П. Кориковский впервые в мировой практике изучения метазональности установил изограды пиррофиллита, диаспора, альмандина и биотитов и роговых обманок в зависимости от их железистости. 8) В 1977 г. Ю.М. Соколовым была установлена метазональность в бассейне р. Олокит (левый приток р. Чая). По своим параметрам эта метазональность является естественным продолжением зональности района водораздела рр. Б. Чуя-Чая-Правая Мама. 9) В разные годы сотрудниками ВНИГРИ (С.Д. Шер, Т.П. Жаднова и др.) исследовалась метаморфическая зональность бассейнов рр. Правая Мама, Б. Патома. 10) В различных участках Байкальской горной области метазональность исследовалась сотрудниками „Иркутскгеология“ – В.М. Таевским, Э.К. Таевской, П.И. Шамесом, О.В. Ревякиным, О.В. Переваловым и мн. др. 11) В ряде мест петрологический анализ метазональности производился К.Б. Кепежинским и В.В. Хлестовым (бассейны среднего течения р. Б. Патом, рр. Б. Ходокан и М. Ходокан). 12) В середине 50-х годов А.Н. Казаковым и А.Н. Нееловым неоднократно отмечалась зональность, связанная с контактовым взаимодействием интрузивов конклюдеро-мамаканского комплекса, которой Г.М. Другов придавал региональный генезис (60-е годы). 13) В последнее время некоторые аспекты формирования метазональности области исследовались

В.Г. Кушевым с сотрудниками (северная часть Байкальской горной области).

Из представленного материала видно, что северный сегмент Байкальской горной области является уникальным регионом развития метазональности одного типа, который в основном образует единый метаморфический цикл с экстремальным проявлением высоко- и среднетемпературного метасоматоза, соответствующего стадии кислотного выщелачивания, протекавшего на растянутой по времени экспоненте и характеризующегося высокими флюидными импульсами проявления регрессивной стадии метаморфизма. Для Байкальской горной области этот тектоно-метаморфический цикл определяет всю металлогеническую специализацию всех комплексов. Как уже отмечалось, по данным изотопных определений возраст этого цикла соответствует  $1900 \pm 100$  млн. лет.

Вендские комплексы. Байкальской горной области (орколиканская серия, холоднинская свита), по всей вероятности, претерпели катагенез в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации (серицит-хлоритовая субфация), не оказывающих влияние на метаморфическое рудообразование.

Некоторые вопросы распределения линейных и плоскостных структурных парагенезисов в геоблоках Байкальской горной области. Несмотря на обилие и насыщенность публикаций, посвященных различным сторонам регионального метаморфизма этой области, анализу структурных парагенезисов метаморфических пород уделялось еще недостаточно внимания. В связи с этим следует отметить, что в настоящее время, как это вполне справедливо было отмечено А.Н. Казаковым (1976), парагенетический анализ метаморфических пород вообще обычно проводится вне сферы анализа структурных парагенезисов и число регионов докембрия, в которых был бы проведен такой анализ, крайне ограничено. По всей вероятности, это объясняется тем, что изучение структурных парагенезисов, диссипированных на значительных площадях, требует целеустремленных, проводимых в одном методическом плане многолетних полевых исследований. В то же время даже фрагментарное изучение структурных парагенезисов отдельных геоблоков позволяет эффективно расшифровать некоторые моменты геологии сложнейших в геологическом отношении территорий. Особенно большое значение имеет комплексный анализ структурных и метаморфических парагенезисов сейчас, когда все больше накапливается фактов о том, что главная металлогеническая специализация Северного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий была реализована в процессе кратковременного металлогенического импульса, связанного с формированием зональности дистен-силлиманитового типа (Кратц, Соколов, 1981). В пределах Байкальской горной области, в Прибайкалье, был открыт один из полиметаллических рудных узлов трассы западного участка БАМ (Шобогоров и др., 1971), генетическая трактовка которого еще в достаточной мере дискуссионна.

Существующие в настоящее время данные позволяют рассматривать филогенез этого рудного узла с позиций метаморфического

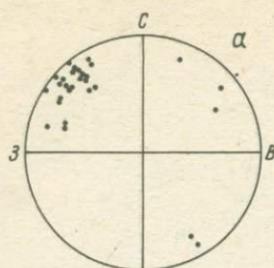


Рис. 1. Карта главных разломов северо-западного сегмента Байкальской горной области (Салоп, 1964).

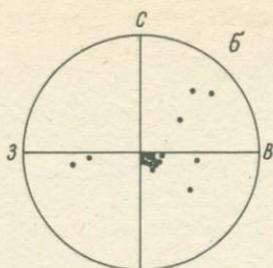
Цифры в кружках (1-11) — участки детальных работ.

генезиса (Соколов и др., 1981; Ручкин и др., 1975). Однако вопрос этот еще не решен. Поэтому нами предпринята попытка подойти к его разрешению с помощью регионального анализа структурных парагенезисов, что является дальнейшим развитием основных положений в метаморфическом генезисе этого узла (Соколов и др., 1981). В качестве объекта исследований представлены участки детальных тематических съемок, которые в своей совокупности образуют полосу, простирающуюся с юга на север (направление северо-восток  $10-20^\circ$ ), от оз. Байкал до бассейнов рр. Б. Чуя-Лимня (рис. 1). В этой значительной по простиранию зоне (длиною  $\sim 300$  км) в эрозионном срезе обнажены все разновозрастные геоблоки Байкальской горной области (цифры в кружках): №№ 1-2 — раннедокембрийский офиолитовый пояс; №№ 3-5 — архейский комплекс Чуйского геоантиклинория; №№ 6-10 — позднепротерозойский комплекс мамско-бодайбинской и олокитской серий; № 11 — Холоднинское рудное поле.

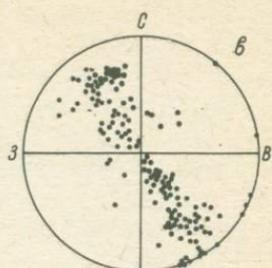
Фактическим материалом для этой работы послужили оригинальные данные многочисленных структурных наблюдений, собранные исследователями в течение 14 полевых сезонов на основе методических приемов, рассмотренных в ряде фундаментальных работ по структурному анализу (Методическое руководство..., 1957; Флаасс, 1975; Эз, 1972; Казаков, 1976; Принципы и методы..., 1978,



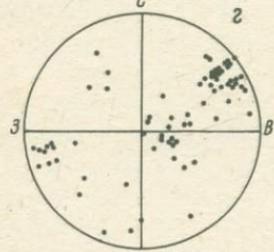
№2<sub>с</sub>, 29 замеров Ю



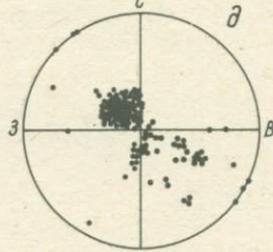
№2<sub>л</sub>, 20 замеров Ю



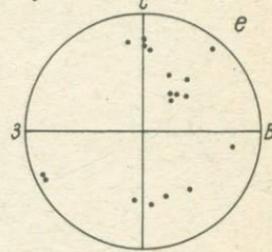
№3<sub>с</sub>, 151 замер Ю



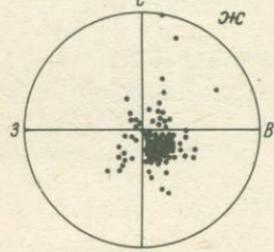
№3<sub>л</sub>, 75 замеров Ю



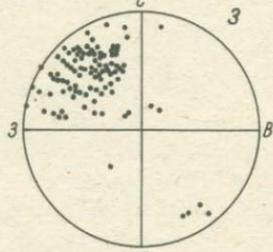
№4<sub>с</sub>, 127 замеров Ю



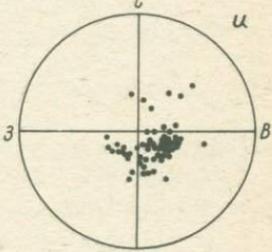
№4<sub>л</sub>, 18 замеров Ю



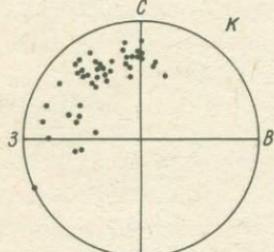
№5<sub>с</sub>, 98 замеров Ю



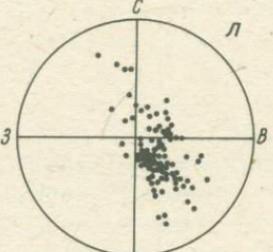
№5<sub>л</sub>, 84 замеров Ю



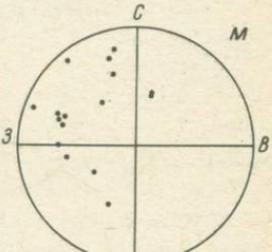
№6<sub>с</sub>, 60 замеров Ю



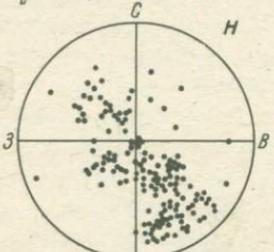
№6<sub>л</sub>, 50 замеров Ю



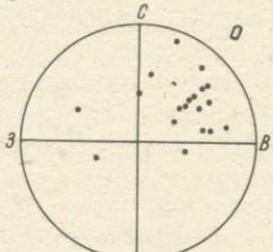
№7<sub>с</sub>, 100 замеров Ю



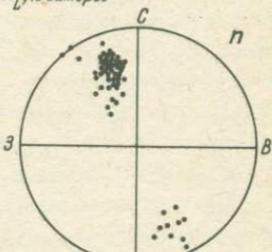
№7<sub>л</sub>, 16 замеров Ю



№8<sub>с</sub>, 155 замеров Ю



№8<sub>л</sub>, 20 замеров Ю



№9<sub>с</sub>, 59 замеров Ю

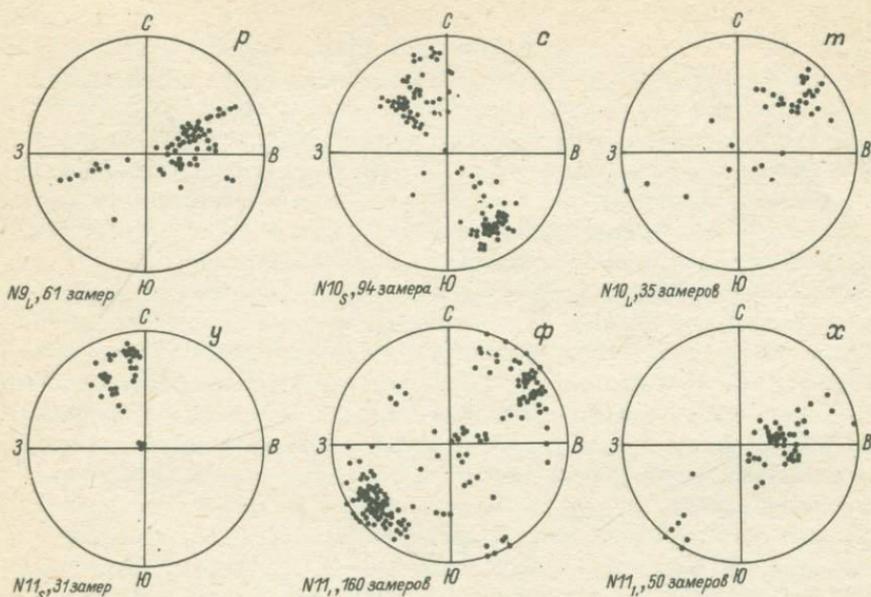


Рис. 2. Верхние полусферы стереографических проекций, на которые нанесены полюса изученных участков Байкальской горной области кристаллизационной сланцеватости  $S$  и линейности  $L$ .

а, б – бассейн р. Гассаң-Дякит; в, г – нижнее течение р. Абчада; д, е – среднее и нижнее течение р. Укучикта; ж, з – междуречье притоков Петероку-Брамья; и, к – район большой излучины р. Б. Чуя; л, м – бассейны рр. Тукулах-Налимбда; н, о – бассейны рр. Тупо-Асиктоха; п, р – бассейн нижнего течения р. Олокит; с, т – бассейн среднего течения р. Олокит; у, ф, х – Холоднинское месторождение.

и др.). Использованы материалы: Ю.М. Соколова (1957–1959, 1962, 1977, 1978, 1980 гг.); А.П. Семенова (1977, 1978 гг.); С.И. Турченко (1977 гг.); С.А. Бушмина (1978 г.); Г.Г. Дук (1978 г.). Статистическая обработка этих материалов и описание парагенезисов произведены Ю.М. Соколовым и С.Ю. Ковалевой. В процессе работы анализировалась поздняя кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород ( $S_1$  и  $S_n$ ), совпадающая в породах мамско-бодайбинского комплекса и мамско-олокитского прогиба с  $S_0$ . На стереографические проекции верхних полусфер были вынесены полюса сланцеватости и линейности. Линейность представлена ориентированными в плоскости кристаллизационной сланцеватости кристаллами или агрегатами дистена, биотита, ставролита, роговых обманок, карандашевидных агрегатов кварца и полевого шпата, хлорита, серицита, пирита, редко шарниров мелких складок волочения, очень часто борозчатостью или желобчатостью. При этом в

каждом конкретном случае детально характеризовались генетические особенности структурных парагенезисов. Структурные ассоциации метаморфических комплексов и их последовательность в структурно-метаморфической шкале рассмотрены на основе выделенных в настоящей статье тектоно-метаморфических циклов.

Северо-Байкальский офиолитовый пояс. Детальные исследования этого комплекса пород были сосредоточены на северном побережье оз. Байкал, в бассейнах рр. Гассан-Дякит (левый приток р. Холодная), Орколикан и Яны (левый приток р. Правая Мама).

Более полная информация была получена на участке р. Гассан-Дякит (рис. 2, а, б). Как видно из представленных диаграмм, простирание плоскостей наложенной кристаллизационной сланцеватости в подавляющем большинстве случаев ориентировано в северо-восточных румбах ( $СВ 50^\circ$ ) и гармонично совпадает с плоскостью Холоднинского разлома, имея крутые, до вертикальных, углы падения ( $\sim 85^\circ$ ), что, бесспорно, обусловлено вертикальными движениями приразломных блоков пород. Следует остановиться на единичных замерах сланцеватости, имеющих северо-западное простирание, которые наблюдались в телах метагабброидов. По всей вероятности, появление этих ориентировок связано с процессами меланжирования части тел метагаббро в сфере влияния разлома.

Чуйский комплекс. Этот комплекс в отличие от других характеризуется своеобразными структурными парагенезисами. Так, в его корневых частях на фоне изоклинальной скульптуры складок возникают небольшие по площади ( $\Phi \sim 5-10$  км) куполовидные антиформы (бассейны р. Петероку, Брамья, Тукулах - притоки р. Б. Чуи; Налимба, Магдана, Абчада - притоки р. Чаи), в ядрах которых повышается степень мигматизации с образованием сплошных темных мигматитов, а на их склонах интенсивно проявлен  $Ca-Mg-Fe$  метасоматоз (метасоматические амфиболиты р. Налимба). В складчатых парагенезисах пород чуйского комплекса развиваются многочисленные складки ламинарного течения со сланцеватостью и лежащей в ней линейностью осевой плоскости (терминология А.Н. Казакова, 1976). Большой частью они развиваются в биотитовых гнейсо-гранитах, в которых линейность иногда рельефно вырисовывает скульптуру складки, иногда имеет сквозной рисунок, пересекая замковую часть, а иногда развивается в более меланократовых прослоях мигматитов. Широкое распространение в породах чуйского комплекса приобретают явления будинажа, зон вторичной сланцеватости и бластомилонитизированных и милонитизированных структур. Явления, свидетельствующие о наложенных процессах метаморфизма, особенно отчетливо заметны в преобразованных метабазитах чуйского комплекса. Наблюдаемые в них минеральные ассоциации отражают термодинамический режим последнего этапа метаморфизма. Так, например, в зоне сочленения чуйского комплекса с породами Тамско-бодайбинского синклинория ассоциации метабазитов ( $Gr + Artn + Pl$ ) коррелируются с ассоциациями, соответствующими дистен-силлиманитовому типу метаморфизма (бассейны рр. Б. Чуя, Петероку-Брамья), тогда как в зонах динамотермального метамор-

физма при повышенном потенциале метасоматоза метабазиты превращаются в хлорит-актинолитовые сланцы и т. д.

Структурные парагенезисы исследовались в бассейнах среднего и нижнего течения р. Абчада (рис. 2, в, г), среднего и нижнего течения р. Укучикты (рис. 2, д, е, ж, з), в районе левого берега р. Б. Чуя (междуречье притоков Петероку-Брамья). Первые два участка характеризуют нижние структурные этажи чуйского геоблока, где на современном уровне вскрыты глубинные зоны мигматизации и гранитизации, а метасоматозы сохранились как „скиалиты“.

Наблюдение над полюсами сланцеватости в бассейне р. Абчада показывает, что здесь наблюдается полный диапазон рассеивания в погружении углов от горизонтальных до вертикальных, тогда как структуры имеют выдержанное простирание в северо-восточных румбах (СВ 30–50°), образуя в бассейне р. Абчада симметричный узор в погружении сланцеватостей осевой плоскости (3S). Эти данные согласуются с результатами предшествующих работ, показавших, что для чуйского геоблока характерно развитие изоклинальных складок ( $F_3$ ), на фоне которых развиваются пологие куполовидные антиформы ( $F_4$ ) (Соколов, 1970; Шаров, 1974; Шаров и др., 1978). Эти закономерности, однако, не выдерживаются по простиранию. Так, к юго-западу, в басс. р. Абчада складчатая структура характеризуется преобладанием пологих куполовидных форм (4S) с наклоном осевых поверхностей на северо-запад, тогда как в бассейне р. Б. Чуя пологие вытянутые брахиформы имеют наклон осевых поверхностей на юго-восток. По всей вероятности, на основании приведенных данных можно утверждать, что породы древнейшего для Байкальской горной области чуйского комплекса характеризуются в основном простой скульптурой куполовидных, ориентированных в северо-восточном направлении пологих синформ и антиформ.

Для анализа минеральной линейности участков бассейнов рр. Абчада и Укучикты данных недостаточно (3Z и 4Z).

В породах чуйского комплекса, расположенных в бассейнах рр. Большая Чуя-Петероку-Правая Брамья, была изучена пространственная ориентировка линейности в метасоматозах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, зонах их мигматизации, амфиболитизированных габброидов и бластомилонитизированных гранитоидов (5Z).

Концентрический максимум замеров линейности в гранитоидах показывает, что в подавляющем большинстве случаев она падает на юго-восток по азимуту 140°. Углы падения линейности в региональном плане различны. В центральной части глыбы они либо горизонтальные, либо пологие (2–8°); ближе к юго-восточному краю глыбы они увеличиваются до 20–25°, приближаясь к углам падения линейности в породах чуйской толщи и мамской серии. Вся наблюдаемая линейность в бластомилонитизированных гранитоидах лежит в плоскостях кристаллизационной сланцеватости, т. е. в плоскости движений, и перпендикулярна основной структурной оси Чуйского геоантиклинария. Таким образом, породы Чуйской глыбы в

период складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма мамского времени испытали вторичную мигматизацию, бластомилонитизацию, милонитизацию и диафторез. В результате этих процессов в них возникает вторичная наложенная линейность, имеющая сквозную пространственную ориентировку для пород всех комплексов, совпадающую с первичной ориентировкой линейности в породах мамской серии (5 z).

Структурные парагенезисы мамско-бодайбинского синклинория исследованы недостаточно. Этот вопрос на современном уровне по существу детально освещен только в ряде работ А.Н. Казакова (1976) и его ученика А.С. Флаасса (1975, 1978). Очень интересные результаты были получены В.Н. Чесноковым (1971). Он проанализировал многочисленные замеры пространственной ориентировки слоистости, и на этом основании геоблок мамской кристаллической полосы был подразделен на три зоны: чуйскую, мамскую и витимскую. Авторами в аспекте поставленной в статье задачи вопрос о пространственном распределении структурных парагенезисов рассматривается в пределах юго-западного фланга мамско-бодайбинской серии, где ее горизонты и свиты непосредственно контактируют с породами чуйского комплекса и где представляется редкая возможность установить гармоничность и дисгармоничность элементов сланцеватости и линейности в том или другом комплексе. Для этой цели были выбраны три участка: а) район излучины р. Б. Чуя (рис. 1, № 6); б) район бассейнов рр. Тукулах-Налимбды (№ 7) и в) район бассейнов рр. Асиктоха-Тупо (№ 8).

В районе излучины р. Б. Чуя общая региональная структура определяется пологими синформами и антиформами (Соколов, 1970; Шаров, 1974), что подтверждается наличием пучков рассеивания полосов сланцеватости, которая в этом случае бесспорно является первичной (рис. 2, и). Если сравнить пучки рассеивания вторичной кристаллизационной сланцеватости в породах чуйского комплекса с пучками рассеивания первичной кристаллизационной сланцеватости в смежном блоке мамской серии (рис. 2, № 6), то между ними отчетливо видна полная гармоничность. Она же присутствует и при сравнительном анализе линейных структур того или другого комплекса. Эти данные, а также анализ метаморфических ассоциаций позволяют однозначно прийти к выводу, что в каждом этапе структурный план чуйского комплекса определялся кинематикой деформаций мамско-бодайбинского комплекса.

Район бассейнов рр. Тукулах-Налимбда (рис. 2, л, м) расположен в центральной части мамско-бодайбинской серии (зона силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации) и обладает автономным рисунком пучков рассеивания сланцеватости и линейности, отличным от района р. Б. Чуя, и сходным рисунком распределения линейности, который был показан А.Н. Казаковым (1976) для центральных частей мамско-бодайбинского синклинория в районе

р. Витим и имеет типичное для этих зон погружение на юго-восток под углами 30–50°.

Район бассейнов рр. Тупо-Асиктоха (рис. 2, н, о) так же как и район излучины р. Б. Чуя, расположен в зоне сочленения с породами фундамента. Как и в предыдущем случае, наблюдается полная гармоничность пучков рассеивания кристаллизационной сланцеватости и линейности в обоих геоблоках (рис. 1, №№ 6–8). Приведенные данные, по всей вероятности, во-первых, могут служить веским геологическим доказательством разновозрастности чуйского и мамского комплексов и, во-вторых, бесспорно указывают на вторичность происхождения ореолов рассеивания структурных парагенезисов чуйского комплекса в контактах с породами мамско-бодайбинской серии.

Структурные парагенезисы метазональности были исследованы в районе бассейна р. Олокит (рис. 1, №№ 9, 10), на детально изученных участках, непосредственно примыкающих к территории Холоднинского рудного поля: на северо-востоке в районе среднего и нижнего течения р. Олокит, где изограды метазональности фиксируются по мере нарастания разреза в горизонтах терригенно-карбонатного флиша и прекрасно обнаженных береговых выходах р. Чуя ( $S_{er} \rightarrow Chl \rightarrow Bt \rightarrow Gr \rightarrow (St + Dist) \rightarrow Pg$ ), и на северо-западе, в районе верхнего течения р. Олокит (тип зональности и минеральные парагенезисы те же).

В структурном отношении олокитская серия характеризуется преимущественным развитием изоклиальных складок с вертикальными или погружающимися под крутыми углами осевыми плоскостями. Весьма типично, что в высокотемпературных зонах появляются складки ламинарного течения со сланцеватостью и линейностью осевой плоскости; очень редко в породах образуется вторичная сланцеватость.

Структурные парагенезисы на участке течения р. Олокит (рис. 2, п, р) представлены  $S_0 - S_1$  и линейными элементами, главным образом желобчатостью и очень редко ориентированным в плоскости кристаллизационной сланцеватости биотитом. Плоскости сланцеватости ( $S$ ) имеют выдержанные простирания СВ 60–70° и достаточно крутые углы падения 70–80° на северо-запад и юго-восток. Во многих обнажениях зафиксированы мелкие изоклиальные складки с осевыми плоскостями, ориентированными так же; это позволяет утверждать, что на стереографической проекции полюсов сланцеватости  $S$  отражена ориентировка в пространстве сланцеватости осевых поверхностей изоклиальной складчатости, развитой в зональном метаморфическом комплексе.

Принципиальное значение в деле определения взаимосвязи этапов и стадий деформационных циклов, проявленных в районе Холоднинского рудного поля, с этапами и стадиями деформаций зонального комплекса олокитской серии имеет анализ линейных структур. На представленной стереографической проекции ( $SZ$ ) выделяются три пучка рассеивания: а) юго-западное (ЮЗ 240–260°), углы погружения разнообразны – от 20 до 80°, максимум падает на

35–60°; б) северо-западное (СЗ 290°) при крутых углах погружения 50–80°; в) северо-восточное (СВ 60–70°) при широком разбросе углов погружения от 20 до 80°. Вариации погружения углов линейности первого и последнего направлений по существу осуществляются в одной плоскости.

Обратимся к анализу структурных элементов второго детального участка метазональности, расположенного к северо-западу от рудного поля (среднее течение р. Олокиит). Рассеивание полюсов сланцеватости здесь такое же, как и в первом случае и, как это следует из полевых наблюдений, отражает главные направления осевых плоскостей изоклиальных складок северо-восточного направления и аналогичен пучкам рассеивания сланцеватости смежных геоблоков 4S (чуйский комплекс) и 8S (мамско-бодайбинская серия). По всей вероятности, это совпадение отражает общность кинематики в формировании структурных парагенезисов всех трех участков.

Парагенезисы Холоднинского рудного поля. В соответствии с геолого-геофизическими данными геотектоническое положение Холоднинского поля определяется развитием серий глубинных разломов, приводящих в сочленение разновозрастные геоблоки. Рудоопределяющим является Холоднинский, который тяготеет к участкам резкого уступа в рельефе поверхности мантии (по данным гравиметрии и ГСЗ, Лобачевский, Ветров, 1976). Этот разлом определяет зоны дислокационного повторного метаморфизма, в процессе которого образуются крупнейшие зоны диафтореза как главного металлогенического фактора.

Геолого-петрографические наблюдения позволяют наметить следующий генетический ряд формирования рудовмещающего комплекса пород Холоднинского рудного поля (Соколов и др., 1981). I – метаморфизм гранулитовой фации (ассоциации не сохранились; по-видимому, они аналогичны ассоциациям гранулитов чуйского комплекса, реликты – раздробленные гранаты с  $f \approx 70.0\%$ ). II – формирование корово-мантийного разлома. Формирование бластомилонитов, филлонитов и катаклазитов, структур меланжа, изоклиальной складчатости. Дислокационный динамотермальный метаморфизм. Изменение окислительно-восстановительного потенциала, графитизация, рассеянное сульфидное оруденение. III – зональный раннепротерозойский метаморфизм дистен-силлиманитовой фациальной серии.

Структурные парагенезисы. а) Пучки рассеивания сланцеватости исключительно разнообразны и при строго выдержанном простирании в северо-восточных румбах 60–80° отражают, по-видимому, всю гамму складчатых форм, представленных в эволюционной схеме их формирования – от складок с горизонтально залегающими осевыми поверхностями до вертикальных (рис. 2, у, 11S). б) Нерудная линейность (рис. 2, ф), представленная линейно-вытянутыми агрегатами, желобчатостью и осями мелких изоклиальных складок, в основном имеет пологое погружение: от 0 до 15° – 82.3%, 10–30° – 13.5%, остальное – единичные замеры. Около половины всех

замеров (47,6%) ориентированы в направлении СВ 30–60°, более четверти (28,6%) – в направлении ЮЗ 230–260°.

Особого внимания заслуживает рудная линейность (рис. 2, х). Этот тип линейности наблюдается исключительно редко, и Холоднинское рудное поле может служить ее прототипом. Эта линейность представлена вытянутыми мелкокристаллическими агрегатами рудных минералов (Pу, Pуrr, Sf – Ручкин и др., 1975), биотитом, который ассоциируется с биотитом метазональности. При этом исключительно интересным является тот факт, что „прослой” рудного вещества в сколах филонитов, перпендикулярных псевдослоистости, отвечают классическим признакам слоистых структур, тогда как в сколах, параллельных сланцеватости, они образуют линейно-вытянутые прерывистые зонки, отвечающие законам метасоматического рудообразования. Рудная линейность в этом случае ориентирована в направлении погружения крутопадающей нерудной линейности, что, по-видимому, может служить доказательством их одновременного образования.

## В ы в о д ы

1. В структурно-метаморфической эволюции северного сегмента Байкальской горной области, имеющей определенно полиметаморфическую направленность, намечается следующий ряд геолого-геохронологических рубежей, отличающихся друг от друга параметрами и масштабностью проявления. I – 3400 млн. лет – время формирования архейского гранулитового фундамента. Несмотря на то что гранулиты обычно сохраняются только в виде неустойчивых реликтов, они распространены достаточно широко на всей обширной территории Байкальской горной области. II – геохронологический рубеж метаморфизма цоизит-кианит-кварцевой субфации, проявленный в комплексе пород Северо-Байкальского (Северо-Мульского) офиолитового пояса, не установлен. Полученные датировки диафоритов по метагаббро (K-Ar метод) ненадежны. Верхней границей этого рубежа может служить время позднепротерозойского зонального метаморфизма третьего геолого-геохронологического рубежа. III – 1900–1800 млн. лет – время формирования крупнейших метазональных комплексов и, соответственно, главного металлогенического импульса Байкальской горной области. По существу это главная фаза метаморфизма в параметрах низкоградиентного метаморфизма дистен-силлиманитового типа. По-видимому, наблюдаемый в некоторых областях высокоградиентный андалузит-силлиманитовый метаморфизм одновозрастен с ним и возникает при резкой смене параметров. IV – 500–600 млн. лет – этап катагенеза (орколиканская, холоднинская свиты). Фаунистически охарактеризованные, слабометаморфизованные породы орколиканской серии перекрывают породы офиолитового пояса и относятся к венду-нижнему кембрию и сопоставляются с трехчленным байкальским комплексом. Возраст метаморфизма холоднинской свиты, по М.М. Мануйловой

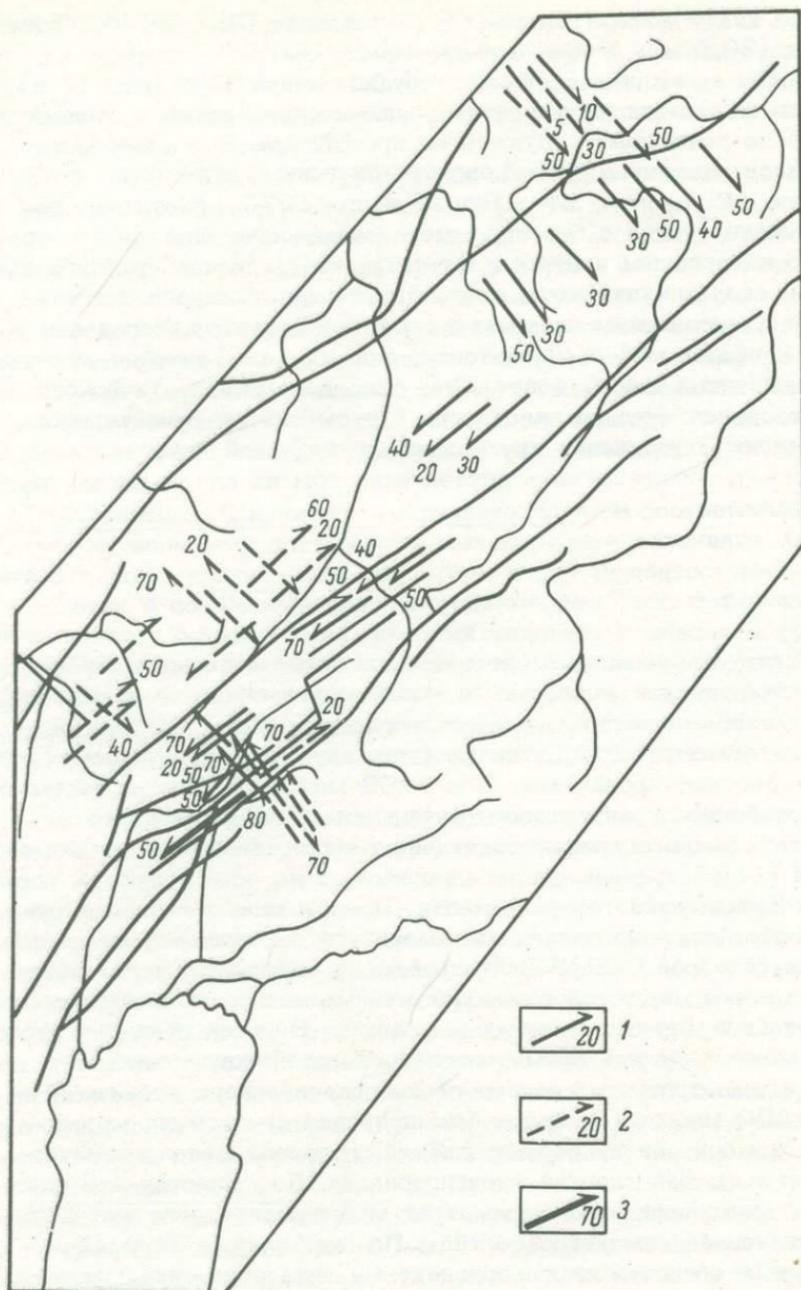


Рис. 3. Схематический план распределения линейных структур в северо-западном сегменте Байкальской горной области.

Линейность: 1 - первичная, 2 - вторичная, 3 - рудная Холоднинского месторождения. Тонкие сплошные линии - главные разломы.

(1964), лежит в этих пределах. По всей вероятности, это верхний предел метаморфизма всей Байкальской области.

2. Структурно-метаморфический анализ показал, что, несмотря на повсеместное развитие вторичной гомогенизации структурных и метаморфических парагенезисов, в ряде случаев удается установить неустойчивые реликты первичных структур, обладающих известной автономией (Чуйский геосинклиналь, Северо-Байкальский офиолитовый пояс).

3. Структурные парагенезисы северо-западного сегмента (линейность) были нанесены на карту разломов (рис. 3). Исходя из анализа структур каждого из геоблоков и в общем региональном плане, приходим к выводу, что ориентировка и рассеивание линейных парагенезисов в метаморфических комплексах, в которых проявился повторный метаморфизм, определяются планом деформаций складчатости заключительного метазонального тектоно-метаморфического цикла.

4. Проведенные исследования имеют принципиальное значение для металлогенического анализа и позволяют решить вопрос о метаморфогенном генезисе Холоднинского месторождения. Логически вытекает, что наложенные деформации и связанные с ними метасоматические образования определяют распределение в пространстве отдельных рудных парагенезисов и крупных рудных залежей в целом, образующих метаморфогенные металлогенические провинции.

## Л и т е р а т у р а

Б у р я к В.А. Золотое оруденение северной части Байкальской горной страны и роль глубинных разломов в его размещении. — В кн.: Глубинные разломы юго-восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., 1971, с. 58–70.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Л., 1972. — 189 с.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А., К а з а к о в А.Н., С о к о л о в Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Л., 1963. — 227 с.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А., М а н у й л о в а М.М., Р е в я к и н Л.В., С о к о л о в Ю.М., Ш а л е к Е.А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 167–182.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А., П е т р о в Б.В. Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 126–132.

Г е о х р о н о л о г и я докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л., 1968. — 331 с.

Г р а н у л и т о в а я фация метаморфизма. — Л., 1972. — 290 с.

К а з а к о в А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. — Л., 1976. — 238 с.

К а з а к о в А.Н. Современное состояние и перспективы структурной геологии метаморфических комплексов. — В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 5-14.

К а з а к о в А.Н., С о к о л о в Ю.М. Геология орколиканской серии, перекрывающей нижнепротерозойские образования центральной части Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 5, с. 231-245.

К л и т и н К.А., П а в л о в а Т.Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, с. 413-416.

К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. — М., 1980. — 300 с.

К р а т ц К.О., С о к о л о в Ю.М. Эндогенные импульсы минерагенической активности земной коры в докембрии. — В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск, 1981, с. 6-8.

Л е й т е с А.М., Ф е д о р о в с к и й В.С. Важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3-23.

Л е с н о в Ф.П. Геология и петрология Чайского перидотит-дунитового никеленосного плутона. — Новосибирск, 1972. — 227 с.

Л о б а н о в М.П. О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья. — Геол. рудн. мест., 1970, № 3, с. 23-31.

Л о б а ч е в с к и й И.В., В е т р о в С.В. О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ. — Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 55-62.

М а к р ы г и н а В.А. Роль метаморфической зональности в размещении пегматитов и мигматитов различного состава. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 55-64.

М а н у й л о в а М.М., В а с ь к о в с к и й Д.П., Г у р у л ё в С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. — М.-Л., 1964. — 226 с.

М а н у й л о в а М.М., З а р у б и н В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. — Л., 1981. — 88 с.

М а н у й л о в а М.М., К о л ь ц о в а Т.В. Геохронология докембрия Северного Прибайкалья. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л., 1965, с. 149-166.

М а н у й л о в а М.М., П е т р о в Б.В., К о л ь ц о в а Т.В. Новые радиометрические данные по докембрию Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1971, с. 34.

М е т о д и ч е с к о е руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. — М., 1957. — 451 с.

М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5.

Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. — Л., 1973. — 142 с.

Неелов А.Н. Стратиграфия и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 269–308.

Неелов А.Н. Процессы регионального метаморфизма зоны БАМ и проблемы их корреляции. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 24–26.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск, 1975. — 342 с.

Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. — Л., 1978. — 245 с.

Ручкин Г.В., Бушуев В.П., Варламов В.А., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Прижняка Н.А. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геология рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3–17.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. — М., 1964. — 515 с.

Соколов Ю.М. Региональный метаморфизм и пегматитовосность мамской серии водораздела рек Чай и Б. Чуи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1965, с. 115–139.

Соколов Ю.М. Вторичная линейность в породах чуйского геосинклинали (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967, с. 115–121.

Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. — Л., 1970. — 189 с.

Соколов Ю.М. Главные особенности метаморфогенных пегматитов докембрия. — В кн.: Метаморфогенные месторождения низкотемпературных фаций регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. М., 1981, с. 48–61.

Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Подковыров В.Н. Изотопный возраст пегматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 421–424.

Соколов Ю.М., Таевский В.М. Генетические типы провинций метаморфогенных мусковитовых пегматитов. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенные рудообразования. Л., 1970, с. 295–307.

Соколов Ю.М., Турченко С.И. Минерагенические циклы в тектоно-метаморфической эволюции Байкальской складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 44–45.

Соколов Ю.М., Турченко С.И., Бушмин С.А. Геология и генезис Холоднинского месторождения. — В кн.: Геоло-

гия и генезис месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981, с. 167-233.

С р ы в ц е в Н.А. Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). - Автореф. дис. канд. геол. наук. - Иркутск, 1975. - 22 с.

Ф л а с с А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция мамской кристаллической полосы. - Автореф. дис. канд. геол. наук. - Пермь, 1975. - 21 с.

Ф л а с с А.С. Геометрические принципы выделения этапов деформации в сложно дислоцированных комплексах. - В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 98-111.

Ч е с н о к о в В.Н. Новые данные о структуре мамской кристаллической полосы. - В кн.: Вопросы геологических поисков и разведки мусковитоносных пегматитов. М., 1971, с. 45-48.

Ш а р о в В.Н. Геология и петрология гнейсо-мигматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции. - Автореф. дис. канд. геол. наук. - Иркутск, 1974. - 23 с.

Ш а р о в В.Н., Ш м о т о в А.П., К о н о в а л о в И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. - Новосибирск, 1978. - 104 с.

Ш а ф е е в А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. - М., 1970. - 150 с.

Ш а ф е е в А.А., Х р е н о в П.М. Некоторые вопросы метаморфогенного рудообразования на примере докембрийских толщ юга Восточной Сибири. - В кн.: Особенности металлогении докембрия СССР. Л., 1979, с. 47-52.

Ш о б о г о р о в П.Ч., Ц ы р е н о в Д.Ц., Б у ш у е в В.П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье. - Разведка и охрана недр, 1971, № 3, с. 5-16.

Э з В.В. Методы изучения структурных метаморфических толщ. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Л., 1972, вып. 4, с. 117-180.

Предисловие .....	3
 Часть I. ВИТИМО-АЛДАНСКИЙ ШИТ	
Бушмин С.А., Другова Г.М., Харитонов А.Л. Метаморфизм Олёкминской складчатой зоны (Восточная Сибирь).....	8
Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олёкминской складчатой зоны.....	34
Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Восточная Сибирь).....	49
 Часть II. ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ И МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ	
Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья.....	66
Московченко Н.И., Красников Н.Н., Семенов А.П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид.....	97
Шульдинер В.И., Панченко И.В., Шульдинер И.С. Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи.....	127
Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области.....	140
 Часть III. БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ	
Кушев В.Г., Марков Е.И., Руденко В.Е., Руденко Ю.Л., Дороница Н.А. Геология, метаморфизм и структурная эволюция Прибайкальского участка зоны БАМ.....	164
Неелов А.Н., Подковыров В.Н. Структурная и метаморфическая эволюция Байкало-Патомской складчатой системы.....	181
Соколов Ю.М., Ковалева С.Ю. Тектоно-метаморфические циклы Байкальской горной области и их металлогеническая специализация.....	199

УДК 552.163:553.22:551.71

Метаморфизм Олёкминской складчатой зоны. Бушмин С.А., Другова Г.М., Харитонов А.Л. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 8-34.

Для раннедокембрийского времени развития Олёкминской складчатой зоны западной части Алданского шита рассмотрены особенности термодинамических условий этапов метаморфизма и сопутствующего метасоматоза, последовательность эндогенных процессов. Сделан вывод о выдержанности высокоградиентных режимов на всех этапах метаморфической истории. Лит. — 24 назв., ил. — 7, табл. — 5.

УДК 552.163:551.71 (571.56)

Метаморфизм докембрия восточной части Олёкминской складчатой зоны. Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 34-48.

На основании изучения минеральных парагенезисов предложена фациальная типизация разновозрастных докембрийских комплексов бассейна р. Олёкма. Обосновывается предположение о первично гранулитовом метаморфизме, а также значительной регрессивной перекристаллизации олёкминского комплекса в связи с прогрессивным метаморфизмом субганского комплекса. Лит. — 11 назв., табл. — 2, ил. — 2.

УДК 552.16

Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Восточная Сибирь). Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А., Чухонин А.П., Шулешко И.К. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 49-65.

По ряду особенностей строения, состава и развития олондинский комплекс сравнивается с архейскими зеленокаменными поясами. Приводятся новые данные изотопных датировок возраста (не моложе 2.900 млрд. лет) метаморфических образований, слагающих олондинский комплекс, подробная их петрохимическая характеристика, а также особенности развития метаморфизма и сопровождающего его метасоматоза. Устанавливается, что заложение олондинского комплекса происходило в раннем архее, а завершение структурно-метаморфического развития связано с раннепротерозойским, удоканским периодом развития Олёкминской зоны. Лит. — 14 назв., ил. — 8, табл. — 4.

УДК 552.16 (551.242)

Метаморфические комплексы Приамурья. К а р с а к о в а Л.П. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 66-97.

Охарактеризованы метаморфические комплексы Становой, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатой системы и Буреинского массива. В Становой складчатой системе из состава верхнеархейского станового комплекса выделен ряд других: зейская карбонатно-гнейсовая, гнейсовая толща с признаками раннего метаморфизма в гранулиговой фации; собственно становой амфиболитовый комплекс сланцево-гнейсовых толщ с характерными для них телами диорито-гнейсов; зонально-метаморфизованный гиллойский комплекс гнейсово-кварцито-сланцевых толщ с метаконгломератами, метаэффузивами шовных зон дислокаций. Нижнепротерозойский желтулакский комплекс представлен слабометаморфизованными глубокодифференцированными терригенными породами, а также расслоенными телами габброидов. В Буреинском массиве выделены метаморфические комплексы трех структурных уровней. В Сихотэ-Алинской системе метаморфические породы обнажаются в ядрах купольных структур и тектонических блоках. Лит. — 59 назв., ил. — 2, табл. — 2.

УДК 552.16(551.242)

Эндеогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид. М о с к о в ч е н к о Н.И., К р а с н и к о в Н.Н., С е м е н о в А.П. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, с. 97-127.

Приводятся новые данные о геологических соотношениях, составах пород, особенности и последовательности эндогенных процессов, формирующих ряд структурно-вещественных комплексов в зоне сочленения алданид и становид. Лит. — 17 назв., ил. — 4, табл. — 4.

УДК 551.72+552.16(235.34)

Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи. Ш у л ь д и н е р В.И., П а н ч е н к о И.В., Ш у л ь д и н е р И.С. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, с. 127-139.

Охарактеризованы архейские метаморфические серии западной окраины Становой области. Верхнеархейская одолгинская серия метаморфизована однократно в фации кианит-ставролитовых сланцев при температурах 580-660 °С. Нижнеархейские становая и зверевская серии метаморфизованы двукратно. Поздний метаморфизм обеих серий по параметрам совпадает с метаморфизмом одолгинской серии и отождествляется с ним по возрасту. Ранний метаморфизм зверевской серии соответствует гранулитовой, становой — амфиболитовой фации, что трактуется как отражение вертикальной зональности в едином раннеархейском разрезе. Лит. — 19 назв., ил. — 2, табл. — 1.

Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области. К а с т р ы к и н а В.М. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, с. 140–163.

На Олёкмо-Тындинском участке Джугджуро-Становой складчатой области выделены три разновозрастных метаморфических комплекса: раннеархейский (верхнеларбинский), метаморфизованный в условиях гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации; позднеархейский (эльгаканский) — зонально метаморфизованный от низов эпидот-амфиболитовой фации до высокотемпературной субфации фации алмандиновых амфиболитов; раннепротерозойский (джелтулакский) — метаморфизованный во всем диапазоне зеленосланцевой фации. Каждый из комплексов расчленен на фации, субфации, ступени. Определены параметры метаморфизма. Лит. — 22 назв., ил. — 3, табл. — 2.

Геология, метаморфизм и структурная эволюция Прибайкальского участка зоны БАМ. К у ш е в В.Г., М а р к о в Е.И., Р у д е н к о В.Е., Р у д е н к о Ю.Л., Д о р о н и н а Н.А. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 164–180.

Для территории севера Байкальской горной области, включающей зону строительства БАМ, развиты породы различных структурных ярусов докембрия и нижнепалеозойские образования. Особенности регионального метаморфизма пород каждого структурного яруса определяют типические черты этого явления (тип метаморфизма), отличающие одну тектоническую эпоху от другой, а также позволяют выделять области полиметаморфизма и участки диафтореза. Рассматриваются роль блоков фундамента в эпоху байкальской складчатости, последовательность структурных и метаморфических преобразований в таких блоках и их влияние на металлогению. Обсуждаются вопросы о соотношении верхнепротерозойских прогибов с глыбами архея, участие в их строении палеоофиолитового комплекса и значение метаморфизованной олистостромы для выявления надвиговых структур.

Структурная и метаморфическая эволюция Байкало-Патомской складчатой системы. Н е л о в А.Н., П о д к о в ы р о в В.Н. — В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 181–198.

Рассматриваются результаты структурно-метаморфического изучения разновозрастных метаморфических комплексов Байкало-Патомской складчатой системы и выявлена последовательность проявления в них деформаций и процессов регионального метаморфизма. Лит. — 32 назв., ил. — 3.

Тектоно-метаморфические циклы Байкальской горной области и их металлогеническая специализация. Соколов Ю.М., Ковалева С.Ю. - В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., „Наука“, 1983, с. 199-226.

Предлагается новая схема метаморфической эволюции Байкальской горной области: I этап  $\geq 3400$  млн. лет; II этап - возраст не установлен; III этап -  $1900 \pm 100$  млн. лет; IV этап - 500-600 млн. лет (катагенез). Металлогеническая специализация геоблоков Байкальской горной области определяется металлогеническим импульсом III этапа. Лит. - 32 назв., ил. - 3.

МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЯ В РАЙОНЕ  
БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Р.А. Жуков  
Художник Д.С. Данилов  
Технический редактор А.П. Чистякова  
Корректоры О.М. Бобьева и И.А. Корзинина

ИБ № 20551

Подписано к печати 23.03.83. М-45005. Формат 60x90 1/16. Бумага  
офсетная №1. Печать офсетная. Печ. л. 14 1/2 + 1 вкл. (3/4 печ. л.) =  
= 15.25 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 15.37. Уч.-изд. л. 17.68. Тираж 650.  
Изд. № 8480. Тип. зак. № 2029. Цена 2р. 70к.

Издательство „Наука“ Ленинградское отделение  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Ордена Трудового Красного Знамени  
Первая типография издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2р. 70 к.

3933



«НАУКА»  
Ленинградское  
отделение