

Академия наук  
СССР



ЖЕЛЕЗО-  
МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ  
МЕТАСОМАТИЗМ  
И  
РУДООБРАЗОВАНИЕ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Отделение геологии,  
геофизики и геохимии

Научный совет по рудообразованию

# ЖЕЛЕЗО- МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

3193



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1980



Обсуждаются актуальные вопросы формирования, размещения и прогнозирования месторождений, связанных с проявлением магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма, в частности с магнезиальными скарнами. Рассмотрены проблемы образования, геологического положения и прогнозирования месторождений флогопита в докембрии. Особое внимание уделено роли тектонического режима, метаморфизма, ультраметаморфизма, кремнещелочного метасоматизма и связанного с ними железо-магнезиально-кальциевого метасоматизма в формировании месторождений рудного и нерудного сырья — флогопита, апатита, магнетита, шеелита.

Редакционная коллегия:

Д.С. КОРЖИНСКИЙ, В.А. РУДНИК (ответственный редактор),  
Г.М. БЕЛЯЕВ, М.А. ЛИЦАРЕВ, С.П. МУРЗАЕВ, Б.В. ОЛЕЙНИКОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга посвящена рассмотрению вопросов теории формирования генетически разнотипных магнезиальных пород, в том числе магнезиальных скарнов и магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов, а также анализу закономерностей их размещения и выявлению критериев регионального, особенно локального прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с этими образованиями. Обсуждаемой проблеме было посвящено совещание, проходившее в г. Алдане в июне 1977 г.

Магнезиальные метасоматические породы, являясь важным объектом геологических исследований, занимают закономерное место в цепи метаморфических, магматических и метасоматических процессов. Познание природы магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов является необходимым условием расшифровки истории геологического развития крупных регионов. К подобным образованиям приурочены месторождения лазурита, людовигита, шеелита, флогопита и магнетита.

В настоящее время определены представления о формировании месторождений и рудопроявлений флогопита и магнетита: а) в процессе регионального магнезиально-железо-кальциевого (основного) метасоматизма; б) в результате телескопирования продуктов раннего магнезиально-железо-кальциевого и более позднего кремнещелочного метасоматизма; в) в связи с магнезиальными скарнами. Апатитовые месторождения селигдарского типа рассматриваются в качестве производных карбонатитов мантийно-корового типа [210] или углекислотно-кальциевого метасоматизма, являющегося одним из этапов в эволюции кремнещелочного метасоматического порообразования кварц-альбит-микроклиновой формации. Лазуритовые месторождения все исследователи относят к образованиям типа магнезиальных скарнов.

Одним из ключевых вопросов генезиса флогопитовых и магнетитовых месторождений является генетическая классификация рудоносных диопсидовых пород. В настоящее время достигнуто единство представлений по следующим важным вопросам теории формирования флогопитовых месторождений: диопсидовые породы являются полигенными образованиями; промышленный флогопит формировался в постмагматическую стадию общего процесса гранитообразования; в формировании крупно- и гигантокристаллического флогопита существенную роль играли процессы собирательной перекристаллизации мелкозернистого флогопита.

Тем не менее остаются дискуссионными такие вопросы, как количество возрастных групп (генераций) существенно диопсидовых пород, генезис, распространение и роль мономинеральных диопсидовых пород в образовании промышленных рудных тел. В методологическом отношении требуют уточнения и типизации такие широко используемые, но не имеющие общепринятой смысловой нагрузки понятия, как "магнезиальные скарны", "магнезиально-железо-кальциевый (основной) метасоматизм", "базификация". Не являются общепринятыми и представления о закономерностях размещения флогопитовых месторождений в пределах Алданской провинции и приуроченности наиболее крупных из них к двум стратиграфическим пачкам федоровской свиты алданского докембрия, а также о контроле флогопитовых месторождений складками волочения шириной в десятки и амплитудой в десятки-первые сотни метров.

Все эти вопросы рассмотрены в книге с разных, иногда и противоположных точек зрения. Публикация настоящей книги будет способствовать дальнейшей разработке наиболее актуальных проблем железо-магнезиального метасоматизма.

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

<i>Аб</i> - альбит	<i>Пи</i> - пироксен моноклинный
<i>Авг</i> - авгит	<i>Пр</i> - пирит
<i>Алм</i> - алмаз	<i>Пл</i> - плагиоклаз
<i>Акт</i> - актинолит	<i>Пш</i> - полевошпат
<i>Алшп</i> - алюмошпинель	<i>Ро</i> - роговая обманка
<i>Амф</i> - амфибол	<i>Ру</i> - рутил
<i>Анд</i> - андалузит	<i>Сер</i> - серицит
<i>Андр</i> - андрадит	<i>Сил</i> - силлиманит
<i>Ап</i> - апатит	<i>Ск</i> - скаполит
<i>Би</i> - биотит	<i>Сод</i> - содалит
<i>Бру</i> - брусит	<i>Сп</i> - серпентин
<i>Вал. пр.</i> - валовая проба	<i>Спес</i> - спессартин
<i>Вез</i> - везувиан	<i>Сф</i> - сфен
<i>Вол</i> - волластонит	<i>Тi-Мт</i> - титаномагнетит
<i>Гед</i> - геденбергит	<i>Та</i> - тальк
<i>Гип</i> - гиперстен	<i>Трем</i> - тремолит
<i>Гм</i> - гематит	<i>Ту</i> - турмалин
<i>Гр</i> - гранат	<i>Хл</i> - хлорит
<i>Грос</i> - гроссуляр	<i>Хонд</i> - хондродит
<i>Гн</i> - гумит	<i>Фа</i> - фаялит
<i>Ди</i> - диопсид	<i>Фас</i> - фассаит
<i>Дол</i> - доломит	<i>Фл</i> - флогопит
<i>Ил</i> - ильменит	<i>Фо</i> - форстерит
<i>Ка</i> - кальцит	<i>Ше</i> - шеелит
<i>Карб</i> - карбонат	<i>Шп</i> - шпинель
<i>Кв</i> - кварц	<i>Цир</i> - циркон
<i>Кл</i> - клиногумит	<i>Цоиз</i> - цоизит
<i>Кор</i> - корунд	<i>Эп</i> - эпидот
<i>Корд</i> - кордиерит	$P, P_d, P_G, P_{H_2O}, P_{CO_2}$ - давление
<i>Кли</i> - клинопироксен	в системе соответственно общее,
<i>Клиш</i> - калиевый полевошпат	литостатическое, газовой фазы, воды,
<i>Кр. сл.</i> - кристаллический сланец	углекислоты, кбар, атм
<i>Кум</i> - куммингтонит	<i>СМ</i> - салческие минералы
<i>Лаз</i> - лазурит	<i>ФI</i> - флюид
<i>Ма</i> - магнезит	<i>L</i> - расплав
<i>Ми</i> - микроклин	<i>a</i> - активность
<i>Мо</i> - молибденит	$f_{O_2}$ - фугитивность кислорода
<i>Мт</i> - магнетит	$f, f_m$ - общая железистость соответ-
<i>Му</i> - мусковит	ственно породы и минерала, %
<i>Не</i> - нефелин	$\mu_{H_2O}$ - химический потенциал, ккал
<i>Ол</i> - оливин	$Z_T$ - изобарный потенциал воды при
<i>Опи</i> - ортопироксен	фиксированном значении температу-
<i>Орт</i> - ортоклаз	ры, ккал
<i>Парг</i> - паргасит	

**ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ  
МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗО-  
КАЛЬЦИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ  
И ИХ МЕСТО  
В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ**

*В. А. Рудник, В. В. Жданов, И. Я. Дядькина, Г. М. Белая*

**ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ  
С МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗО-КАЛЬЦИЕВЫМ  
МЕТАСОМАТИЗМОМ**

Метасоматическое породообразование признается в настоящее время большинством исследователей одним из главнейших процессов формирования земной коры. Разнотипные продукты гидротермально-метасоматической деятельности устанавливаются в геологически значимых масштабах на самых различных уровнях глубинности — от верхней мантии до дневной поверхности. Все более важная роль на всех уровнях метасоматического породообразования отводится процессам Mg-Fe-Ca метасоматизма, с производными которых связаны промышленные концентрации железа, титана, ванадия, меди, бора, фосфора, а также флогопита, шпинели, лазурита, талька и других полезных ископаемых. Для прогнозирования месторождений этих полезных ископаемых чрезвычайно актуальна разработка генетических, минералого-геохимических и других критериев рудоносности, которые могут быть положены в основу поисковых и разведочных работ. Это в свою очередь требует систематического, углубленного изучения процессов Mg-Fe-Ca метасоматизма в эволюционно-историческом аспекте.

Накопление любого рудного компонента является результатом длительного эволюционного процесса дифференциации вещества различных уровней — от планетарного до уровня минерала. Как известно, результатом глобальной дифференциации вещества Земли в планетарном масштабе является двухслойное строение континентальной земной коры. В пределах гранитного слоя земной коры доминировала метаморфо-метасоматическая дифференциация, которая условно может быть подразделена на два тесно связанных в пространстве и во времени процесса: региональный метаморфизм; региональный метасоматизм как сопряженная система гранитизация — базификация. Важную роль играет также магматическая дифференциация, проявляющаяся при взаимодействии подкорового и корового вещества и при внутрикоровом магмообразовании.

## МОБИЛИЗАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Детальные петрогеохимические исследования показали, что в процессе метаморфизма имела место широкая миграция ряда породообразующих компонентов (Na, K, Mg, Si), а также редких и рассеянных элементов (Sc, Rb) во всем объеме толщи и в условиях термодинамических режимов от фации диагенеза до гранулитовой и эклогитовой [19, 68, 133, 140, 287 и др.]. При этом происходило не только перераспределение компонентов, прежде всего летучих ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , HCl и др.), но и привнос вещества из глубинных, подкоровых источников. В этом плане метаморфические образования различных ступеней можно рассматривать как производные регионального метасоматического процесса, характеризовавшегося малой скоростью реакций минералообразования и длительным развитием во времени [15]. В ходе прогрессивного метаморфизма явления массообмена выражались, с одной стороны, в общей базификации пород. Вынесенное при этом вещество, очевидно, имело лейкогранитовый состав. С другой стороны, отчетливо проявлена тенденция дифференциации вещества внутри толщ с усилением химической контрастности их разреза.

Гомогенизация вещества (неконтрастная базификация) носила, как правило, внутрислоевой характер и выражалась в выравнивании состава минеральных образований как зонального строения, так и переменного состава, например в стабилизации петрогеохимических связей между фемическими минералами, представляющими собой твердые растворы. Дифференциация вещества (контрастная базификация) приводила к контрастированию слоев по составу и к нарушению их текстурной однородности — появлению порфириобласт, конкреционных обособлений и т.п. Контрастная внутрислоевая базификация проявлялась также в обогащении отдельных минералов-концентраторов элементами группы железа (Co, Ni, V) за счет минералов, изначально обедненных этими элементами [142].

Таким образом формировались структурно-метаморфические зоны с отчетливой металлогенической специализацией на элементы сидерофильной и в меньшей мере халькофильной группы. Примером являются архейские протофациальные зоны фемического профиля Алданского шита, для которых характерны магнетитовые руды [247].

При метаморфизме пород в процессе их перекристаллизации и вследствие падения изоморфной емкости породообразующих минералов происходило удаление в межзерновые поровые растворы некоторых рассеянных элементов, таких, например, как цезий, рубидий, барий, гафний, тантал и др. [271]. При отжимании поровых растворов в результате увеличения литостатической нагрузки или тангенциальных напряжений эти элементы выносились в ослабленные, так называемые тектоно-метасоматические [10] зоны и далее в верхние горизонты земной коры. Возможно, эти растворы в перво-

зданном или трансформированном под воздействием магматических расплавов виде являются одним из источников рудного вещества.

Дифференциальные тектонические движения, в широких масштабах сопровождавшие процессы регионального метаморфизма, создавали необходимые условия для пространственного обособления не только рудных, но и петрогенных элементов. Так, показано, что в зонах рассланцевания метапелитовых гнейсов собирательная перекристаллизация гранатов сопровождалась перераспределением железа и магния — гранаты рассланцованных гнейсов по сравнению с таковыми из нерассланцованных имеют более железистый состав [279]. При этом неоднородность состава породообразующих минералов метаморфических пород тем заметнее, чем неустойчивее термодинамический режим петрогенеза, что отчетливо устанавливается на примере гранатов [4, 118]. Очевидно, некоторая часть "избыточных" петрогенных элементов (в рассмотренном примере — магния) могла вовлекаться в движение вместе с отжатыми поровыми растворами.

Миграция рудных компонентов с больших глубин осуществлялась преимущественно в кислых растворах в виде разнообразных комплексов. При перемещении растворов вверх происходило изменение рН среды и распад комплексов, что является первым фактором отложения рудного вещества. Однако главнейшей причиной рудоотложения следует считать эффект кислотно-щелочного взаимодействия растворов со средой, наиболее отчетливо проявившийся при взаимодействии растворов с ультраосновными и основными породами в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев. Этот процесс особенно ярко выражен в пределах так называемых зеленокаменных комплексов в виде региональной пропилитизации, которая может рассматриваться как результат совокупного проявления среднетемпературного Mg-Fe-Ca метасоматизма и кислотного выщелачивания в малоглубинных условиях [44]. С этими образованиями связаны медноколчеданные, полиметаллические и золоторудные месторождения. Следует иметь в виду, что зеленокаменный метаморфизм основных и ультраосновных пород сопровождался увеличением их объема примерно на 10%, что создавало условия для формирования рудных концентраций при пропилитизации за счет структурной рыхлости измененных пород. По условиям образования к указанным пропилитам близки и некоторые разновидности магнезиально-железистых метасоматитов антофиллит-куммингтонитового и антофиллит-кордиеритового состава, возникшие в ослабленных зонах в результате преобразования основных пород в заключительные этапы метаморфизма высоких ступеней и несущие медно-пирротинное оруденение [285, 292, 293].

Анализ условий мобилизации и концентрации вещества при региональном метаморфизме важен для понимания общей эволюции Mg-Fe-Ca метасоматизма в истории формирования земной коры. Для прогнозирования месторождений, связанных с мобилизацией и кон-

центрацией рудного вещества в процессе Mg-Fe-Ca метасоматизма стадии регионального метаморфизма, особенно важны изучение мигматогенной специализации типов метаморфизма [46, 260] и учет роли метасоматических процессов в образовании супракrustальных толщ [15, 260].

### МОБИЛИЗАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В РЕЗУЛЬТАТЕ СОПРЯЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ БАЗИФИКАЦИИ-ГРАНИТИЗАЦИИ

Наибольший практический и теоретический интерес представляют процессы, связанные с формированием сопряженной метасоматической системы гранитизация – базификация, поскольку именно они обуславливали формирование крупных докембрийских месторождений железных руд, флогопита, апатита, борного сырья и др. Продукты гранитизации и базификации, отвечающие определенным стадиям этих процессов и занимающие в разрезе земной коры определенное положение, могут быть разделены в зависимости от состава и последовательности образования на формации, составляющие в совокупности региональные метасоматические колонки комплементарного и некомплементарного, компенсированного и некомпенсированного типов [18]. При этом в каждую стадию гранитизации и связанного с ней кремнещелочного метасоматизма происходило развитие и продуктов базификации (но уже на уровне фаций, а не самостоятельных формаций), сопряженных с кремнещелочными метасоматитами и также комплементарных им [18].

В области изучения регионального метасоматического петрогенеза важнейшей является проблема источника вещества. Петрохимические исследования показывают, что гранитизация протекала в условиях привноса щелочей и выноса из системы породообразования более слабых оснований (Ca, Mg, Fe и др.). Источником калия и натрия могли быть как гипотетические мантийные, так и коровые потоки, возникавшие при остаточно-замыкающей базификации в условиях гранулитовой фации метаморфизма [198].

Сопряженные метасоматические образования системы гранитизация – базификация развивались в инверсионную стадию эволюции докембрийских складчатых областей. В начале этой стадии доминировали процессы эндербитизации (высокотемпературный натриевый метасоматизм высоких давлений), а затем и чарнокитизации (высокотемпературный калиевый метасоматизм высоких давлений) [198]. В кульминационный момент рассматриваемой стадии происходило становление гранитоидов формации мигматит-гранитов. В общем случае региональные метасоматические колонки состоят из внутренней зоны гранитизации, промежуточной зоны кислотного выщелачивания и внешней зоны базификации [80]. При этом из зоны кислотного выщелачивания выносились и фиксировались в зоне базификации такие элементы, как железо, магний, кальций, фосфор

и др., а сама зона базификации благодаря принципу усиления основания основанием наиболее интенсивно проявлялась в породах основного состава.

Процесс базификации можно разделить на две стадии.

1. Стадия гомогенной базификации, в которую формировались зоны амфиболитизации, сапфиринизации, гранатизации, кордиеритизации и диопсидизации регионального распространения преимущественно в породах основного состава, несущие рассеянную магнетитовую и апатитовую минерализацию. Эта стадия характеризуется прогрессивной направленностью процесса и по времени совпадает с периодом становления гранитоидов формации эндербитов и чарнокитов или мигматит-гранитов [19, 198]. Образования стадии гомогенной базификации отвечают рангу самостоятельных метасоматических формаций [16]. Наиболее типичные их представители – диопсидовые (с магнетитом, шпинелью, флогопитом), кварц-гиперстен-магнетитовые, кварц-гранатовые, кварц-гранат-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые породы и метасоматические амфиболиты.

2. Стадия контрастной базификации характеризовалась развитием магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма в зонах региональных разломов в условиях регрессивной направленности процесса и совпадала во времени с периодом становления гранитоидов аляскитовой, гранодиорит-гранитовой и других формаций поздних стадий развития геосинклинально-складчатых (в том числе про- и прого-) областей докембрия [19, 198]. В эту стадию формировались преимущественно месторождения флогопита, апатита, боросиликатов. Металлы (за исключением железа), как правило, не образуют концентрации, представляющих промышленный интерес.

Наибольшее практическое значение имеют месторождения флогопита, которые формировались в результате привноса калия, а также привноса или перераспределения магния в период становления гранитоидов аляскитовой формации. Эти месторождения приурочены преимущественно к пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам, к развитым по ним магнезиально-железо-кальциевым метасоматитам, называемым многими исследователями магнезиальными скарнами [136, 168, 253], и нередко к ассоциирующим с ними кальцифирам и мраморам. В дальнейшем при падении температуры происходило изменение рН среды от кислотной до слабощелочной, благодаря чему основность пород постепенно теряла свое значение в локализации флогопитового оруденения. Поэтому флогопитовая минерализация развивалась по породам более разнообразного состава, включая различные гранитоиды и гнейсы. Завершался рассматриваемый процесс выполнением пустот флогопит-кальцитовым агрегатом со слюдой высокого качества. Распределение указанных минеральных фаций отвечает определенной латеральной и вертикальной зональности.

Другим важным промышленным типом концентрации рудных компонентов являются железорудные месторождения. Если железорудная минерализация совмещена с зонами флогопитообразования, то она

более поздняя, представлена магнетитом, реже гематитом; возникновение ее обусловлено привнесом и перераспределением в системе железа. Завершался этот процесс окварцеванием, приводившим к формированию кварцитовидных пород с магнетитом или гематитом. Железородная минерализация данного типа проявляется в породах любого состава и генетически связана с гранитоидами гранодиорит-гранитовой, аляскитовой и гранит-лейкогранитовой формаций [17, 19, 198]. Промышленные концентрации руд образовывались в зонах проявления продуктов стадии гомогенной базификации, которая подготовила благоприятный субстрат с повышенным содержанием железа. Магнетитовые и особенно гематитовые кварцитовидные породы наложены на продукты железо-магнезиального метасоматизма [181, 222].

При взаимодействии Mg-Fe-Ca метасоматитов стадии гомогенной базификации с высоко- и среднетемпературными растворами повышенной кислотности, генетически связанными с гранитоидами гранит-лейкогранитовой формации и приводившими к развитию пород кварц-альбит-микроклиновой формации [17, 19], образовывались месторождения боросиликатов и апатита селигдарского типа, которые некоторые исследователи относят к коровым карбонатам [210]. Однако именно Mg-Fe-Ca петрохимическую специализацию процесса образования рассматриваемых типов месторождений подтверждает появление апатит-кордиеритовых с кварцем и силлиманитом, турмалиновых и турмалин-хлоритовых образований вне зон проявления гомогенной базификации, в частности на месте алюмосиликатных метаморфических пород.

Рассмотренные Mg-Fe-Ca метасоматиты стадии контрастной базификации широко развиты в большинстве областей и зон проявления ультраметаморфогенного, в первую очередь метасоматического гранитообразования [198]. В общем случае они выступают как фации формаций кварц-полевошпатовых метасоматитов, вместе с которыми они входят в состав региональных метасоматических колонок, слагая, как правило, их внешние зоны [17, 18, 19, 200].

Телескопирование гомогенного и контрастного Mg-Fe-Ca метасоматизма в сочетании с регенерирующим воздействием кремнещелочного метасоматизма создавало благоприятные условия для формирования месторождений флогопита, магнетитовых и апатитовых руд. Именно такими условиями характеризуется Алданская провинция, в пределах которой устанавливается постепенная смена во времени и вверх по разрезу образований формации кварц-плагиоклаз-ортотлазовых метасоматитов безгроссуляровой ступени глубинности (месторождения флогопита), затем гроссуляровой ступени глубинности (месторождения магнетита) и, наконец, кварц-альбит-микроклиновой формации (месторождения апатита)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Подробнее см. статью Г.М. Беляева и В.А. Рудника в настоящем сборнике.

В противоположность этому на Балтийском щите при оптимальном составе субстрата и интенсивном проявлении Mg-Fe-Ca метасоматизма формировались преимущественно магнетитовые месторождения без флогопитового оруденения, что обусловлено проявлением в доступном исследованию эрозионном срезе кремнешелочного метасоматизма менее глубинной и более низкотемпературной формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов<sup>1</sup>.

Прибайкальская провинция характеризуется менее глубоким, чем предыдущие регионы, эрозионным срезом, благоприятным спектром пород субстрата, но редуцированным проявлением Mg-Fe-Ca метасоматизма при интенсивном развитии кремнешелочных метасоматитов кварц-плаггиоклаз-ортоклазовой формации, сопряженных с интрузиями формации аляскитовых гранитов. В связи с этим в пределах Прибайкалья отсутствуют характерные для Алдана пластообразные тела диопсид-флогопитовых пород и магнетитовое оруденение, но развиты маломощные контактово-метасоматические флогопитоносные магнезиальные скарны вокруг тел гранитоидов и низкотемпературные кальцит-флогопитовые жилы в трещинах растяжения [72].

#### МОБИЛИЗАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В РЕЗУЛЬТАТЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

В инверсионную стадию сформировавшийся ультраметаморфогенный гранитоидный расплав интродировал в расположенные выше структурные этажи. Дифференциация этих расплавов сопровождалась накоплением редких щелочных и редкоземельных элементов в поздних щелочных и наиболее подвижных фракциях. В контактах с этими массивами гранитоидов развивались контактово-метасоматические породы, в том числе магнезиальные скарны, к которым приурочены концентрации флогопита. Примером могут служить известные контактово-метасоматические флогопитоносные породы Прибайкалья [72].

Если становление гранитоидных интрузий происходило на фоне предшествующей им контрастной базификации, то регенерация ранее созданных геохимических аномалий этапа базификации приводила к образованию рудопроявлений вольфрама, меди и др.

Широко распространены также продукты метасоматизма, связанные с дифференциацией кислых, основных и ультраосновных расплавов подкорового происхождения, внедрявшихся преимущественно в постинверсионный этап развития складчатых областей. В контактах с кислыми разновидностями этих пород возникали узкие ореолы магнезиальных и известково-железистых скарнов, по химизму близких к региональным Mg-Fe-Ca метасоматитам. Явления экзоконтактовой базификации отмечаются также при формировании контактовых роговиков, они выражались в привносе в экзоконтактовую область магния, железа, олова, молибдена и др. [67].

<sup>1</sup> Подробнее см. статью В.В. Жданова в настоящем сборнике.

Широко развиты также Mg-Fe-Ca метасоматические образования как фациальные разновидности комплексов метасоматических пород, генетически связанных с интрузиями основного и ультраосновного состава (габброизация, амфиболизация и оливинизация пород с локальными концентрациями титаномагнетита, апатита, медно-никелевых руд).

## ВЫВОДЫ

Возможность образования месторождений полезных ископаемых в пределах щитов и срединных массивов определяется прежде всего составом субстрата и характером наложения на него сопряженных продуктов Mg-Fe-Ca и кремнещелочного метасоматизма в разных *P-T* условиях. Эти процессы развиты в региональном масштабе и в зависимости от глубинности проявления связаны с различными ультраметаморфогенными гранитоидными формациями.

В зависимости от глубины эрозионного среза наблюдаются различные зоны рассматриваемой сопряженной системы гранитизация – базификация, что определяет рудную специализацию конкретных регионов. Концентрация рудных компонентов, в том числе флогопита, магнетита, апатита, определяется телескопированием процессов Mg-Fe-Ca метасоматизма, кислотного выщелачивания и кремнещелочного метасоматизма при условии достаточной длительности этих процессов и изначального обогащения исходных пород (субстрата) железом, кальцием, магнием, которые были связаны в плагиоклазовых кристаллических сланцах основного состава и в карбонатных породах.

В заключение следует подчеркнуть, что предложенная модель взаимосвязи контрастных, но сопряженных типов метасоматизма – основного и кремнещелочного – позволяет рекомендовать картирование зон основных и кремнещелочных метасоматитов как основной метод выделения областей распространения комплексов полезных ископаемых. При этом основное внимание должно быть уделено выявлению зон и участков телескопирования продуктов указанных типов метасоматизма и установлению характера более поздних кварц-полевошпатовых метасоматитов с типизацией их формационной (формации кварц-плагиоклаз-ортоклазовых и кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов) и фациальной принадлежности. Доминирующий в настоящее время стратиграфический принцип прогнозирования, безусловно, важен, но недостаточен для оценки перспектив рудоносности конкретного региона.

Анализ первичной литологии и наложенных метасоматических процессов базификационного Mg-Fe-Ca профиля позволяет рассматривать как перспективные для проведения исследований, направленных на выявление рудных концентраций флогопита, железных руд, апатита следующие территории 1) в пределах Алдано-Станового щита – районы распространения пород сутамского комплекса, курьютинской и джанинской серий, худурканской и суннагинской

свит тимптоно-желтулинского комплекса; 2) в пределах Анабарского массива – выходы пород верхнеанабарской свиты; 3) в пределах Кольского полуострова – район распространения образований кейвской свиты; 4) в пределах Камчатки – зону сочленения пород хейванской и андреановской свит; 5) в Туве – район распространения пород сангиленской свиты.

При детальном поиске следует выделять зоны телескопирования кремнeshелочного и Mg-Fe-Ca метасоматизма, а в их пределах – участки развития конкретных формаций кварц-полевошпатовых метасоматитов [19, 200]. В пределах последних необходимо установить благоприятные для концентрации каждого из видов минерального сырья метасоматиты определенных фаций, появление которых находится в зависимости от вариаций состава перерабатываемого субстрата, глубинности, температуры и щелочности метасоматизирующих растворов. Последние факторы определяют рудную специализацию участков телескопирования и возможность появления в них титаномagnetитового, флогопитового, magnetитового, апатитового оруденения [18, 19, 198, 200]

*Г. М. Беляев, В. А. Рудник*

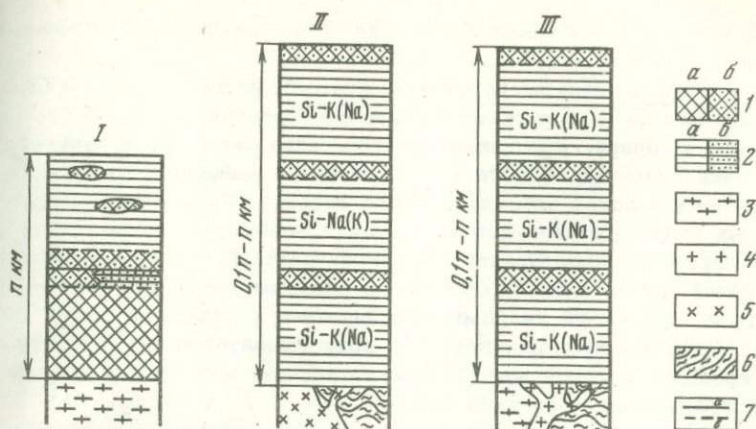
#### О ТИПАХ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗО-КАЛЬЦИЕВОГО МЕТАСОМАТИЗМА В СВЯЗИ С ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕМ (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ШИТА)

Алданский шит является крупнейшей флогопитоносной провинцией мира. Поэтому естествен устойчивый интерес к изучению флогопитовых месторождений этого региона, а также условий образования, минералогии и геохимии сложного комплекса флогопитоносных пород, определяемых как магнезиальные скарны или магнезиально-железо-кальциевые метасоматиты [54, 107, 121, 137, 144, 157, 159, 166, 168, 179, 194, 205, 219]. Указанное двойственное толкование структурно-вещественной основы флогопитоносных, а также и magnetитовых месторождений Алданского шита характерно практически для всего периода изучения этих объектов. В последние годы получены многочисленные новые данные, свидетельствующие об образовании сложного комплекса флогопитоносных пород в результате Mg-Fe-Ca метасоматизма, развивавшегося в тесной связи с метаморфизмом и ультраметаморфизмом [17, 159, 219, 222]. Показано, что Mg-Fe-Ca метасоматизм как важный петрогенетический процесс многообразен по времени, формам и условиям проявления [17-19, 159, 220]. Эти новые данные потребовали обобщенной характеристики всего многообразия продуктов Mg-Fe-Ca метасоматизма в докембрии Алданского шита, чему и посвящена настоящая работа.

В докембрии Алданского щита метасоматическое породообразование, находящееся в генетической или парагенетической связи с метаморфизмом и ультраметаморфизмом, играло исключительно важную роль, по крайней мере, в интервале 3300–1300 млн. лет назад [198, 17]. Петрогенез такого типа проявлялся как на стадиях, предшествовавших появлению анатектических гранитных расплавов (метасоматизм прогрессивной стадии), так и после перемещения и раскристаллизации этих расплавов (метасоматизм регрессивной стадии). В первом случае осуществлялись процессы метасоматизма сопряженно-метасоматического типа (докембрийские эндрбитовая, чарнокитовая и мигматит-гранитовая формации), во втором случае – существенно интрузивно-анатектического и интрузивно-реоморфического типа (докембрийские аляскинские формации, комплексы протерозойских гранитоидов, близких в формационном отношении к гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формациям).

С течением времени в докембрии Алданского щита возрастала интенсивность проявления метасоматизма и расширялся спектр элементов, вовлеченных в этот процесс. Изменялись и петрохимические особенности продуктов метасоматизма. Так, для архея типичны метасоматические образования Mg-Fe-Ca и Si-K-Na петрохимических профилей, а для протерозоя – только Si-K-Na. Вместе с тем для метасоматических процессов разных возрастных эпох чрезвычайно характерно сопряженное проявление указанных комплементарных типов метасоматитов, что выражалось в стадийно и структурно упорядоченном сочетании продуктов метасоматизма Mg-Fe-Ca и Si-K-Na петрохимических профилей, образывавшихся в результате единого петрогенетического процесса [18, 19]. Комплементарность продуктов Mg-Fe-Ca и Si-K-Na метасоматизма проявляется на уровне метасоматических пород, субформаций и формаций (фиг. 1), в связи с чем различаются как локальные метасоматические колонки комплементарного строения (в штуфах, обнажениях и отдельных телах метасоматитов), так и региональные (в зонах, полях и поясах) проявления метасоматитов и метасоматизированных пород. Большое разнообразие фациальных обстановок в зависимости от вариаций температуры, химических потенциалов вполне подвижных компонентов и состава субстрата предопределяет появление широкого спектра не только метасоматических пород, но и типов метасоматических колонок. Эти вопросы подробно рассмотрены авторами ранее [18].

Главнейшие результаты формационно-фациального анализа различных докембрийских образований Алданского щита приведены в таблице (вкл.). Ниже дана обобщенная характеристика главным образом метасоматитов Mg-Fe-Ca петрохимического профиля (стадий гомогенной и контрастной базификации, в номенклатуре В.А. Рудника и др.; см. статью в настоящем сборнике), так как метасоматиты Si-K-Na профиля достаточно полно освещены в геологической литературе [17, 18, 19, 198, 200].



Фиг. 1. Типы регионально-метасоматических колонок - формационно-генетических рядов [18]

I - комплементарный формационно-генетический ряд; II - некомплементарный формационно-генетический ряд компенсированного типа; III - некомплементарный формационно-генетический ряд некомпенсированного типа

1 - метасоматические образования Mg-Fe-Ca петрохимического профиля (a - в ранге формации, б - в ранге фации); 2 - метасоматические образования кремнщелочного петрохимического профиля (a - в ранге формации, б - в ранге фации); 3-6 - комплексы горных пород, сменяющих метасоматические образования формационно-генетических рядов на глубине: 3-5 - генетически родственные горные породы мигматит-гранитовой (3), гранит-граносиенитовой, гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой (4), сиенит-щелочно-сиенитовой (5) формаций, 6 - генетически не связанные с метасоматитами метаморфические породы различных фаций; 7 - границы (a - метасоматических формаций, б - метасоматических фаций). Мощность отдельных зон региональных метасоматических колонок по вертикали - десятки и сотни метров, по латерали - несколько километров

Продукты гомогенной базификации объединены в формации магнезиально-железистых и магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов. Следует иметь в виду, что в состав указанных формаций, наряду с типоморфными для них Mg, Mg-Fe и Mg-Fe-Ca метасоматитами, входят также разновидности, переходные к алюмокремнистым метасоматитам. В составе последних важную роль приобретают такие минералы, как кварц, гранат пироп-альмандинового ряда, кордиерит и т.п. В связи с этим существенно изменяется и химический состав пород: повышается содержание  $Al_2O_3$ , FeO, в ряде случаев CaO и понижается содержание MgO. Примерами таких пород являются эклогитоподобные образования формации магнезиаль-

ных метасоматитов, а также *Кв-Алм-Мт* и *Кв-Гип-Мт* породы формаций *Mg-Fe* метасоматитов.

Формация магнезиальных метасоматитов объединяет древнейшие на Алданском щите метасоматические образования. Становление ее относится к ранней, преинверсионной стадии развития Алданской прогеосинклинальной области и сопряжено во времени с внедрением магматических пород ультраосновного состава. Размещение магнезиальных метасоматитов контролируют крупные разрывные нарушения широтного простирания — Североалданский, Кэннэнэйский, Эвотинский, Анамжакский, Сутамский разломы (фиг. 2). Кэннэнэйский и Эвотинский разломы ограничивают с севера и с юга Унгринско-Тимптонскую синклинорную конседиментогенную структуру, в пределах которой магматические породы офиолитовой формации распространены особенно широко.

В пределах указанных зон разломов магнезиальные метасоматиты образуют пласто-, линзо- или шпировидные тела мощностью 1–5 м при протяженности по простиранию до нескольких десятков метров. Границы тел нечеткие. Вмещающими породами обычно являются двупироксеновые кристаллические сланцы или высокоглиноземистые гнейсы. Макроскопически магнезиальные метасоматиты представляют собой темно-серые или зеленовато-черные массивные или полосчатые породы с крупно- или гигантозернистой структурой, при наблюдении под микроскопом установлена порфиробластовая, ситовидная, келифитовая структура.

Преимущественно распространены две разновидности магнезиальных метасоматитов:

оливинсодержащие, отвечающие парагенетическому ряду:  $Gln_{5-26} + Ol_{5-12} \pm Plu_{10-20} \pm Po_{12-31} + Mn + Mt$  (I);

гранатсодержащие, отвечающие парагенетическому ряду:  $Plu_{16-40} + Alm_{50-80} \pm Gln_{30-50} \pm Po_{30-60} \pm Pl_{50-90}$  (II).

В метасоматитах I парагенетического ряда главные минералы — ромбический пироксен (40–70%) и оливин (15–60%), образующие ситовидные порфиробластовые зерна до 10 см в поперечнике; шпинель (до 7%) в виде обильных неправильной формы зерен-вростков в пироксене; интергранулярный магнетит (2–6, иногда до 50%). Изометрические зерна коричневой роговой обманки и клинопироксена окружают порфиробласты оливина и гиперстена, а также образуют в них пойкилитовые вростки. Плаггиоклаз (№ 70–90) в оливинсодержащих метасоматитах Алданского щита встречается редко и в небольшом количестве (до 5%). Более характерен он для оторочек тел оливинсодержащих пород, имеющих зональное строение следующего вида:

(0)  $Pl + Gln + Plu + Po$  — исходный кристаллический сланец;

(1)  $Pl + Gln + Plu$ ;

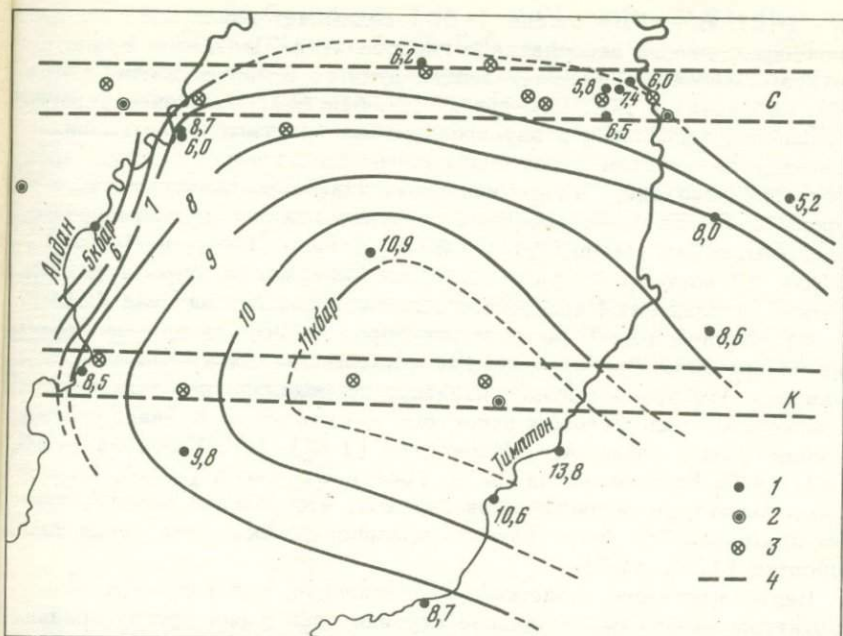
(2)  $Gln \pm Pl + Mt$ ;

(3)  $Gln + Ol + Mn$  — центральная зона.

Минерогенетическая эпоха	Генетически или парагенетически родственный комплекс пород, положение в тектономагматическом цикле, радиологический возраст	Формация метасоматитов	Минеральный парагенезис (фашия метасоматитов)			Формация метасоматитов	Минеральный парагенезис (фашия метасоматитов по породам, богатым кальцием и магнием, но бедным кремнеземом)	Режим минералообразования		Процессы минералообразования	Оруденение метасоматитов	Структурная позиция, пример проявления
			ведущий для формации	по породам, бедным кальцием	по породам, богатым кальцием			T, °C	характер раствора			
Протерозойская	Интрузивно-реоморфические и постинверсионные гранитоиды (гранит-лейкогранитовая формация) II этап тектономагматической активизации (1700-1300 млн. лет)	Кварц-альбит-микроклиновых	$Kлш$ 0,75-1,0 10-15 $Pl_5-20$	$Bu_{30-40} \pm Sp_{24-36} \pm Mu \pm Tu$ $Xл$	$Bu_{30-50} \pm Ak_{17-30}$ $Mu$ $Эп_{20-34}$	Кварц-альбит микроклиновых	$Эп_{0-17} \pm Ak_{10-12} \pm An_{11} \pm Mn$ $Сп \pm Mn$ $Та$ $Фл_{5-17}$	400-540	Щелочной ↓ Кислотный	Пегматитизация, серпентинизация, редкометалльный и боросиликатный минералогенез	Магнетитовое, редкометалльное и боросиликатное	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма ортогональной ориентировки; Амурская зона
	Интрузивно-анатектические постинверсионные гранитоиды (гранодиорит-гранитовая формация) I этап тектономагматической активизации (1900-1800 млн. лет)	Кварц-плагноклазо-ортоклазовых (гроссуляровой фации глубинности)	$Pl_20-50$ $Кш$ 0,5-0,75 15-40	$Alm_{80-90} \pm Bu_{60-80} \pm Mn$ $Корд_{70-80}$ $Кум_{70-80}$	$Bu_{30-50} \pm Kум_{60-97}$ $Ро_{29-55}$ $Пш_{13-65}$ $Гр_{50-90}$ $Ка$	Кварц-плагноклазо-ортоклазовых (гроссуляровой фации глубинности)	$Пш_{5-36} \pm Гр_{20-60} \pm Кум_{70-100}$ $Bu_{5-30}$ $Вол \pm Сп_{59-70}$ $Ка$	540-650	Слабокислотный ↓ Щелочной	Пегматитизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание, скарнирование, редкометалльный минералогенез, формирование магнезиальных скарнов	Магнетитовое, редкометалльное, апатитовое	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма диагональной, реже ортогональной ориентировки; Ыльмакская, Алдак-Нерчинская, Усть-Унгринская зоны
Архейская и протерозойская	Интрузивно-анатектические аляскинские позднейшие граниты (аляскинская формация) II этап ультраметаморфизма (2900-2600 и 2200-1900 млн. лет)	Кварц-плагноклазо-ортоклазовых (безгроссуляровой фации глубинности)	$Кш$ 0,0-0,5 15-40 $Pl_20-50$	$(\pm Гш_{48}) \pm Bu_{54-67} \pm Alm_{70-84}$ $Корд_{30-40}$ $Кор$	$Пш_{12-55} \pm Ро_{28-55} \pm Bu_{24-52}$	Кварц-плагноклазо-ортоклазовых (безгроссуляровой фации глубинности)	$Сп_{60-80} \pm Пш_{5-20} \pm Пар_{11}$ $Шп$ $Фл_{5-17}$	530-800	Слабощелочной ↓ Кислотный	Пегматитизация (фельдшпатизация, окварцевание), флогопитообразование, редкометалльный минералогенез, формирование магнезиальных скарнов	Флогопитовое, магнетитовое и редкометалльное	Периферические части мигматитов и мигмалитов, зоны смятия и бластомилонитовые швы диагональной ориентировки; Эмельджакская, Канкуская, Ыльмакская зоны
Архейская	Палингенно-метасоматические сининверсионные гранитоиды (мигматит-гранитовая формация) II этап ультраметаморфизма (2900-2600 млн. лет)	Магнезиально-железо-кальциевых	$Пш_{5-30}$	$Bu(\Phi л)_{0-30} \pm Ро_{15-40} \pm Шп$ $Мп$ $Pl_{30-50}$	$Bu(\Phi л)_{0-30} \pm Ро_{15-40} \pm Шп$ $Мп$ $Pl_{30-50}$	Магнезиально-железо-кальциевых		800-1000	Кислотный ↓ Щелочной	Диопсидизация (магнезиальные скарны), амфиболитизация (метасоматические амфиболиты), биотитизация (сподиты)	Магнетитовое	Периферические части мигматит-плутонов; Якокут-Ыльмакский, Хатыминский мигматит-плутоны
	Палингенно-анатектические чарнокитовые прединверсионных гранитоидов (эндербитовая формация) I этап ультраметаморфизма (3200-2900 млн. лет)	Магнезиально-железистых	$Гш_{5-75} \pm Мп$	$Alm_{66-73}$ $Pl_{32-45} \pm Корд_{27-38} \pm An \pm Кш$ $Сил$	$Pl_{60-90} \pm Пш_{5-30} \pm Мп \pm Ка$ $Alm_{70-80}$	Магнезиально-железистых	$Pl_{30-50} \pm Шп$ $Санф \pm Мп$ $Корд_5$ $Кор$	900-1000	Слабощелочной ↓ Кислотный	Гиперстенитизация, гранатизация, высокотемпературное выщелачивание	Титаномагнетитовое, апатитовая минерализация	Долгоживущие разломы глубокого заложения широтной ориентировки; Северо-Алданский, Кананайский, Анамжакский разломы
	Прединверсионных метабазитов и метагипербазитов (3300-3000 млн. лет)	Магнезиальных	$Гш_{5-50} \pm Ол_{5-12}$	$Alm_{50-80} \pm Ро_{12-60} \pm Пш_{16-40} \pm Шп$ $Pl_{50-90}$	$Alm_{50-80} \pm Ро_{12-60} \pm Пш_{16-40} \pm Шп$ $Pl_{50-90}$	Магнезиальных		900-1000	Кислотный ↓ Щелочной	Оливинизация, гиперстенитизация, эклогитизация	Титаномагнетитовое	Унгринско-Тимптонская конседиментационная синклинильная структура; Северо-Алданский, Кананайский и Эвотинский глубинные разломы

Примечание. Подстрочные индексы минералов указывают общую железистость пироксенов, амфиболов, слюд, оливина, кордиерита, эпидота, а также содержание компонентов (в вес.%): альбитового - в  $Кш$ , анортитового - в  $Pl$ , мейонитового - в  $Сп$ , альмандинового, гроссулярового и спессартинового - в гранатах

соответствующих рядов. Надстрочными индексами обозначена упорядоченность калиевого полевого шпата. Стрелками показано изменение минерального парагенезиса в направлении повышения щелочности (сплошные линии) или кислотности (пунктирные) среды минералообразования.



Фиг. 2. Изобаты процесса чарнокитообразования [17]

1 - точки отбора проб чарнокитов; 2 - выходы магнезиальных метасоматитов; 3 - выходы магнезиально-железистых метасоматитов; 4 - глубинные разломы: С - Североалданский, К - Кэннэнэйский

Подобного типа зональные тела оливинсодержащих пород описаны также в супракрустальных комплексах Калифорнии и Австралии [302]. По химическому составу (в %) оливинсодержащие метасоматиты (обр. 244з, нижнее течение р. Чуги) близки к ультраосновным породам типа верлита, лерцолита, бахиаита:  $\text{SiO}_2$  - 46,84;  $\text{TiO}_2$  - 0,23;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 5,21;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 5,98;  $\text{FeO}$  - 5,81;  $\text{MnO}$  - 0,29;  $\text{MgO}$  - 26,69;  $\text{CaO}$  - 4,59;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,60;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,02; п.п.п. - 3,16.

Гранатсодержащие магнезиальные метасоматиты в пределах Алдан-Тимптонского блока установлены только в зоне Анамжакского разлома. Более широко они развиты на западе и особенно на востоке Алданского шита. Так, И.М. Фрумкиным в бассейне р. Мегюскэн (левый приток р. Учур) установлены метасоматические породы состава  $\text{Pl}_{50} \pm \text{Gln} + \text{Plu} + \text{Alm} + \text{Mt}$ , в которых гранат занимает до 80% объема породы, образуя порфиробласты до 5 см в поперечнике. По-видимому, к этому же типу пород относятся так называемые эглогитовые существенно клинопироксен-гранатовые кристаллические сланцы из бассейна р. Сурам [123, 145, 151].

Магнезиальные метасоматиты II парагенетического ряда известны также среди супракрустальных образований Кольского полуост-

рова [42]. В.Ф. Морковкина [165] связывает появление гранат-клинопироксеновых ассоциаций в гипербазитах Полярного Урала с метасоматической фельдшпатизацией дунитов и пироксенитов. А.Б. Бобривич и В.С. Соболев [23] объясняют появление эклогитоподобных ассоциаций в дупироксеновых кристаллических сланцах Анабарского массива замещением роговой обманки гранатом в процессе гранитизации. Эклогитоподобные клинопироксен-гранатовые породы в ассоциации с породами гранулитовой фации метаморфизма выявлены также в Индии [300, 282], в Гане [294], в Марокко [295], в Северной Америке [286], в Центральной Европе [290], а также в пределах Украинского кристаллического массива [229].

Б.Г. Лутцем [140] и И. Маггрегором [296] на примере реакций превращения  $Gип+Пл \rightarrow Пш+Алм$ , а также  $Gип+Шш \rightarrow Ол+Алм$  было показано, что процессы эклогитизации происходили не изохимически, а сопровождалась выносом некоторых компонентов. К аналогичному выводу пришли также А.А. Маракушев [145], Н.Г. Удовкина [226, 227], А.И. Белковский [11], Ф. Рост и В. Григел [301]. Вместе с тем некоторые исследователи считают, что реакции эклогитизации протекали без существенного привноса-выноса химических компонентов [134, 100].

Неизохимичность процессов эклогитизации, кристаллобластовые структуры эклогитов, зональное строение тел и ряд других признаков дают основание рассматривать эклогитообразование как метасоматический процесс, протекавший в определенной геологической и термодинамической обстановке [11, 165, 226, 227, 229, 262 и др.].

Среди минералого-химических особенностей гранатсодержащих метасоматитов следует отметить сложный пироп-альмандин-гроссуляровый состав граната, присутствие в клинопироксене в заметных количествах жадеитового компонента, повышенную по сравнению с оливинсодержащими метасоматитами железистость темноцветных минералов и широкое вхождение в парагенезисы основного плагиоклаза (№ 50 - 90). В распределении породообразующих минералов гранатсодержащих метасоматитов наблюдается неясно выраженная зональность: в общем случае от периферии нечетко ограниченного тела метасоматитов к его центру последовательно исчезают роговая обманка, гиперстен, плагиоклаз. Дж. Корнпробстом [295] в метаморфическом комплексе Бени-Бушера (Марокко) установлены тела ультраосновных пород, имеющие зональность следующего вида (от зальбандов к центру):

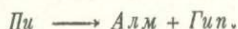
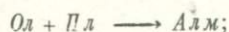
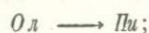
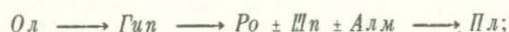
- (1)  $Gип$ ;
- (2)  $Gип+Пш$ ;
- (3)  $Gип+Пш+Алм$ ;
- (4)  $Пш+Алм$ .

По химическому составу (в %) гранатсодержащие метасоматиты отличаются от оливинсодержащих разновидностей повышенным содержанием  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$  и щелочей и пониженным -  $MgO$  (среднее из четырех анализов):  $SiO_2$  - 46,67;  $TiO_2$  - 1,65;

$Al_2O_3$  - 14,39;  $Fe_2O_3$  - 4,23;  $FeO$  - 12,97;  $MnO$  - 0,31;  $MgO$  - 6,21;  $CaO$  - 10,34;  $Na_2O$  - 1,97;  $K_2O$  - 0,97; п.п.п. - 0,54. Однако известны также разности эклотитоподобных пород, в которых сосуществуют гранит и оливин [42, 290].

Общими особенностями магнезиальных метасоматитов являются: 1) преимущественно полиминеральный состав (преобладают пяти- и шестиминеральные ассоциации); 2) резко выраженная неравновесность минеральных ассоциаций; 3) пониженная кремнекислотность и в ряде случаев повышенная магнезиальность (до уровня магматических пород ультраосновного состава).

Резко выраженная неравновесность минеральных ассоциаций магнезиальных метасоматитов проявляется, в частности, в широком развитии келифитовых образований. Постоянно фиксируются следы незавершившихся минеральных превращений типа:

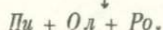
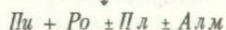
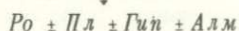
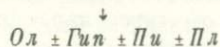
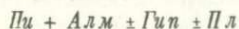


При этом в непосредственной близости друг от друга могут находиться келифитовые образования прогрессивной и регрессивной стадий, и соответственно один минерал может быть представлен зернами разных генераций (например, энстатит со следами замещения гранатом и гиперстен, развивающийся по гранату). Установлены также различия оптических свойств, а следовательно, и состава клинопироксена на стыке с зернами оливина и плагиоклаза [302].

Образование магнезиальных метасоматитов относится к раннему, прединверсионному периоду развития раннеархейской Алданской прогеосинклинали области, когда толща супракrustальных пород была вовлечена в процессы глубокого регионального метаморфизма гранулитовой ступени, а по зонам глубинных разломов (Североландского, Кэннээйского и др.) поступали подкоровое вещество в форме интрузий офиолитов и интрателлурические растворы, обогащенные кальцием и, возможно, магнием.

Важная роль кальция в процессах эклотитизации, отмеченная рядом исследователей [11, 226 и др.], выявляется также по данным парагенетического анализа. Изученные парагенезисы магнезиальных метасоматитов, особенно гранатсодержащих, устойчивы при низких  $\mu_{Na_2O}$  и  $\mu_{CaO}$ . При повышении  $\mu_{CaO}$  и соответственно

увеличении щелочности растворов происходила последовательная смена парагенезисов в ряду:



Роговая обманка неустойчива при пониженном  $\mu_{CaO}$ , а гиперстен и альмандин – при повышенном  $\mu_{CaO}$ . Два первых парагенезиса характеризуют прогрессивную ветвь метасоматического преобразования субстрата, последующие – регрессивную направленность. На прогрессивной стадии железистость темноцветных минералов понижается, а на регрессивной – повышается.

Важную роль в формировании минеральных парагенезисов прогрессивной стадии играло также повышение давления в зонах указанных разломов (см. фиг. 2). Так, давление, при котором сформировались эклогитоподобные породы Алданского щита, Л.Л. Перчуком [177, 178] оценивается в 8–11,4 кбар, а температура – в 680–900°C и выше. Однако можно полагать, что температуры образования эклогитоподобных пород, установленные на основе геотермометров Л.Л. Перчука, несколько занижены. По экспериментальным данным, пятифазовое поле ( $Ол + Гип + Пл + Алм$ ) на  $P-T$  диаграмме находится в зависимости от состава между 9 и 11–14 кбар при 1200°C. При более высоком давлении плагиоклаз неустойчив, причем при понижении температуры до 900°C верхний критический уровень давления понижается до 6–6,5 кбар, и в бесплагиоклазовый минеральный парагенезис входит гранат со значительной долей гроссулярового компонента [289]. Однако в магниезиальных метасоматитах гранат образуется раньше оливина, который неустойчив в ассоциации с плагиоклазом. Поэтому можно сделать вывод, что при давлении 8–11,4 кбар температура образования рассматриваемых пород должна быть в пределах 900–1000°C или немного выше.

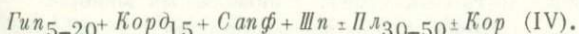
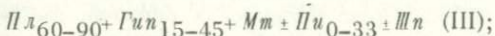
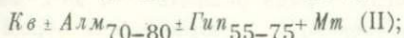
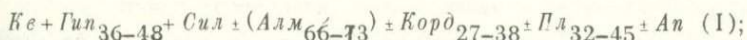
По своей химической сущности образование магниезиальных метасоматитов представляет собой процесс неконтрастной внутрислойной базификации [145, 15], развивающийся в условиях нарастающей щелочности интрателлурических растворов с последовательным повышением активности компонентов в ряду Al, Si, Mg, Fe, Ca, Na. Рудную специализацию магниезиальных метасоматитов определяет титаномагнетитовое оруденение.

Формация магниезиально-железистых метасоматитов занимает такую же структурную позицию, как и формация магниезиальных метасоматитов (см. фиг. 2). Наиболее четко выходы Mg-Fe метасоматитов установлены в пределах зон Североалданского, Кэннэнэйского и Сутамского глубинных разломов, где они образуют линзо-

и пластоподобные тела мощностью до 15 м и протяженностью до нескольких сот метров.

Границы тел неровные, расплывчатые, реже отчетливые. Текстура пород полосчатая или массивная, структура – такситовая крупно- или грубозернистая, гранобластовая, пойкилобластовая, келифитовая.

В зависимости от состава подвергающихся замещению пород выделяются четыре группы Mg-Fe метасоматитов, отвечающие следующим парагенетическим рядам:



Метасоматиты I парагенетического ряда редки и образуются преимущественно по высокоглиноземистым гнейсам и кристаллическим сланцам. Они установлены в форме нодулей и небольших линз в пачке высокоглиноземистых пород в ассоциации с гранитоидами чарнокитового ряда в бассейне р. Кускангры (правый приток р. Алдан). Эти породы на 90% сложены кварцем, гиперстеном и силлиманитом с примесью высокожелезистого биотита и плагиоклаза. Гранат в этих образованиях является реликтовым, а кордиерит – наложенным минералом. Супракристалльные породы I парагенетического ряда из этого района описаны также Е.И. Лавренко [130] и Б.Г. Лутцем [141]. Кварц-гиперстен-силлиманитовая ассоциация, установлена кроме того, в юго-восточной [86, 149] и западной (В.К. Солецкая, В.И. Колесников и др.) частях Алданского шита, в Южной Африке [283], на Кольском полуострове [43].

Метасоматиты II парагенетического ряда встречаются чаще, развиваясь за счет высокоглиноземистых пород, эколгитоподобных кристаллических сланцев и оливинсодержащих магнезиальных метасоматитов. Рассматриваемые метасоматиты обнаружены в бассейне р. Курунг-Хонку, в верховьях р. Средней Унгры (В.К. Солецкая, О.Е. Карпов и др.), в районе Алдано-Учурского водораздела (И.М. Фрумкин и др.), в нижнем течении р. Тимптон [107], в Сутамском районе [86], в пределах Витимо-Олекминского блока [258, 259]. Вне Алданского шита подобного рода образования известны в пределах Анабарского кристаллического массива [87, 187]. Среди этой группы Mg-Fe метасоматитов преобладают две разновидности (*Кв-Алм-Мт* и *Кв-Гип-Мт*) с количественными соотношениями указанных минералов примерно 1:1:1. В переходных кварц-гиперстен-гранатовых разновидностях количество магнетита уменьшается с 30–35 до 5–15%.

Метасоматиты III парагенетического ряда распространены наиболее широко, развиваясь по двупироксеновым кристаллическим сланцам и оливинсодержащим магнезиальным метасоматитам. Вы-

ходы этих пород установлены в бассейнах рек Курунг-Хонку, Эмельджак, Нимгеркан, в районе железорудного месторождения Таежное [143], в верховьях рек Элькон и Кэннэнэй (И.А. Тупилкин и др.), в бассейне рек Куранах [267] и Чампула [131], в пределах Тимптоно-Учурского блока [123]. Выделяются две разновидности рассматриваемых метасоматитов: редко встречающиеся существенно плагиоклазовые (анортзитоподобные) с примесью ортопироксена и клинопироксена; более широко развитые существенно гиперстен-магнетитовые с примесью шпинели, плагиоклаза и клинопироксена.

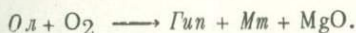
Метасоматиты IV парагенетического ряда развиваются за счет богатых магнием, но бедных кремнеземом метаморфических пород (высокоглиноземистых и основных кристаллических сланцев, амфиболитов, магнезиальных метасоматитов). Типоморфный минерал этих метасоматитов - сапфирин. Сапфиринсодержащие образования выявлены в пределах Тимптоно-Учурского блока в районе флогопитового месторождения Магантас (И.М. Фрумкин) и в Сутамском районе [183].

Формирование Mg-Fe метасоматитов происходило в прединверсионную стадию развития Алданской прогеосинклинальной области, когда в толще супракрустальных пород параллельно с региональным метаморфизмом гранулитовой фации было широко развито ультраметаморфогенное гранитообразование - в основном палингенно-анатектическое и палингенно-метасоматическое чарнокитообразование [198]. Главным минералообразующим агентом служили подкоровые интрателлурические, а с момента появления палингенно-анатектического расплава - трансмагматические слабощелочные растворы. Генетическая и пространственная связь Mg-Fe метасоматитов с гранит-мигматитовыми комплексами отмечается многими исследователями [86, 131, 143, 144, 267]. Л.И. Шабьнин [251], А.А. Маракушев [145] и И.М. Фрумкин рассматривают некоторые разновидности Mg-Fe метасоматитов (энстатитолиты, гиперстенисты, сапфиринсодержащие породы) как скарновые образования магматической (ультраметаморфической) стадии.

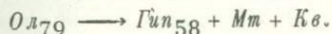
По типу минерало-химических превращений образование Mg-Fe метасоматитов представляет собой процесс высокотемпературного кислотного выщелачивания, при котором из супракрустальных пород, подвергавшихся воздействию трансмагматических растворов, выносились в первую очередь сильные основания (натрий, кальций, в меньшей мере магний) и вследствие этого накапливались железо и кремний. Особенностью рассматриваемого процесса, как и чарнокитообразования, является высокая подвижность глинозема; по-видимому, важную роль в образовании Mg-Fe метасоматитов играл также привнос растворами кремнезема. Так, А.А. Маракушевым [145] было показано, что при определенной железности среды имеет место реакция замещения оливина гиперстеном:



Высвобождающееся в этой реакции железо в случае его инертного поведения могло входить в магнетит. К аналогичному результату приводит и повышение в системе  $\mu_{O_2}$ :



Для высокожелезистых *Ol* и *Gln* при понижении температуры и повышении  $\mu_{O_2}$  имеет место реакция:



Минеральная ассоциация, возникающая в результате протекания реакции подобного рода, является типоморфной для группы магнезиально-железистых метасоматитов. Если в подвергавшихся замещению породах присутствуют глинозем- и кальцийсодержащие минералы, то среди новообразований появляются также высокожелезистый гранат пиральспитового ряда, шпинель, реже кордиерит. Геологические наблюдения подтверждают реальность такого рода минерало-химических превращений. По-видимому, некоторые разновидности богатых кремнеземом оливинсодержащих пород (так называемых элизитов) представляют собой продукт незавершенного преобразования магнезиальных метасоматитов. Так, например, Л.П. Бондаренко [42] в толще глубоко метаморфизованных пород Кольского полуострова выявлены, наряду с метасоматическими гранат-гиперстеновыми, роговообманково-гранатовыми, кварц-гиперстен(гранат)-магнетитовыми породами, пирротинсодержащие элизиты состава:  $Ks^{30,8} + \Phi a^{27,6} + Gln^{26,2} + Alm^{12,1} + \Pi u^{2,2} + Pyd^{1,1}$ .

Термодинамический режим образования Mg-Fe метасоматитов и сопряженных с ними гранитоидов формации эндрбитов определяется значениями  $P \geq 10$  кбар и  $T = 800-1000^\circ C$  [17]. Сходные значения давления, но более широкие вариации температуры ( $P = 9-12$  кбар,  $T = 600-1100^\circ C$ ) устанавливаются на основе физико-химического анализа парагенезисов, характерных для Mg-Fe метасоматитов [141, 146, 283, 284, 299].

Рудно-геохимическую специализацию Mg-Fe метасоматитов определяют скопления титаномагнетита, апатита, пирротина (иногда никельсодержащего).

Формация магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов (мажекалитов, в номенклатуре [18]) в пределах Алданского щита распространена очень широко. Выходы пород формации тяготеют к периферическим частям мигматит-плутонов (Якут-Ыльмаховского, Хатыминского, Нимырского) мигматит-гранитовой формации, расположенных в центральных частях крупных куполовидных структур. Мажекалиты, слагающие линзо- и пластообразные тела мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью в первые километры, создают как бы оторочку вокруг мигматит-плутонов гнейсо-гранитов в виде шлейфа шириной до 20 - 30 км.

Внешний облик и вещественный состав Mg-Fe-Ca метасоматитов довольно однообразны. Преобладают массивные мелко- и сред-

незернистые существенно диопсидовые (со шпинелью, магнетитом и скаполитом) породы – нимыриты (в номенклатуре [18]), развитые преимущественно за счет кристаллических сланцев основного состава.

Для пласто- и линзоподобных тел, образуемых мажекалитами, характерна симметричная зональность вида: (1)  $Pu + Ck \pm Kв$  (2)  $Pu \pm \text{Шп} \pm Mт$  (центральная зона). Другая разновидность мажекалитов представлена существенно роговообманковыми метасоматитами (с плагиоклазом, пироксеном и биотитом) – чугитами (в номенклатуре [18]), образующими послойные и секущие тела с зональностью вида:

(0)  $Pl + Po + Pu$  – исходный кристаллический сланец;

(1)  $Po \pm (Pl, Pu)$  – первая меланократовая зона;

(2)  $Pu$  или  $Bi \pm Po$  – вторая меланократовая зона;

(3)  $Pl$  – центральная лейкократовая зона.

Размеры зон варьируют от первых сантиметров до десятков и сотен метров как по латерали, так и по вертикали.

В зависимости от преобладания в составе метасоматических пород формации мажекалитов того или иного минерала типоморфного парагенезиса ( $Pu + Po$ ) различают субформации: 1) *нимыритов* – существенно диопсидовых (с магнетитом, шпинелью, скаполитом и кварцем) метасоматических пород; 2) *собственно мажекалитов* – метасоматических пород, состоящих примерно поровну из клинопироксена (диопсида, салита, диопсид-авгита) и роговой обманки с примесью плагиоклаза и биотита; 3) *чугитов* – существенно роговообманковых (с плагиоклазом, клинопироксеном и биотитом) метасоматических пород. Чугиты представляют собой связующее звено между формациями мажекалитов и  $Kв-Pl-Орт$  метасоматитов, т.е. между образованиями существенно Mg-Fe-Ca и существенно Si-K-Na петрохимических профилей.

Становление Mg-Fe-Ca метасоматитов относится к сининверсионной стадии развития Алданской прогеосинклинальной области, когда в толще супракрустальных пород на фоне интенсивных пликтивных дислокаций были широко развиты палингенно-метасоматическая гранитизация и регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Удаление трансмагматическими растворами из гранитизируемых пород магния, железа, кальция приводило к формированию Mg-Fe-Ca метасоматитов по периферии мигматит-плутонов [194, 273], доминирующими разновидностями в пределах которых являются палингенно-метасоматические гранитоиды, образовавшиеся в условиях умеренной или низкой активности калия (гнейсо-граниты натриевого ряда).

Пласто- и (или) линзовидные тела Mg-Fe-Ca метасоматитов представляют собой в основном образования остаточной базификации [196], комплементарной процессу палингенно-метасоматического гранитообразования и проявлявшейся в условиях ограниченного перемещения химических компонентов, высвобождаемых в процессе гранитизации из пород субстрата.

В пределах центральной части мигматит-плутонов Mg-Fe-Ca метасоматиты распространены ограниченно и представлены в основном амфибол-диопсидовыми жилами "чугинского типа" [166]. Эти жилы являются производными опережающей базификации (в номенклатуре [196, 198]) и сформировались в заключительные стадии палингено-метасоматического гранитообразования в обстановке проявления контракционных трещин [157], в которых фиксировались мобилизованные из субстрата элементы (кальций, магний, железо).

Металлогеническую специализацию Mg-Fe-Ca метасоматитов определяют титаномагнетитовые и магнетитовые железные руды [22, 54, 219] с повышенными содержаниями Ni, Co, Cr, V, Cu [180].

Mg-Fe и Mg-Fe-Ca метасоматиты на уровне фаций широко проявлены также в тесной временной и пространственной связи с продуктами Si-K-Na метасоматизма (фиг. 3, 4; см. таблицу) поздних стадий развития Алданской прогеосинклинально-складчатой области (формации *Кв-Пл-Орт* и *Кв-Аб-Ми* метасоматитов). Mg-Fe-Ca метасоматиты такого типа являются образованиями стадии контрастной базификации (в номенклатуре В.А. Рудника и др., см. статью в настоящем сборнике).

В аспекте рассматриваемого вопроса наибольший интерес представляют образования формации *Кв-Пл-Орт* метасоматитов безгравсулярной ступени глубинности. Среди них широко развиты Mg-Fe-Ca метасоматиты, отвечающие рангу фации. Установлены разновидности, представленные следующими минеральными парагенезисами: *Би ± Кв ± Пл* (слюдиты), *Ро + Пл ± Би ± Кв* (амфиболиты), *Би + Алм*, *Би + Алм + Корд*, *Ро + Би*, *Пи + Ро + Би*, *Ро + Пл*, *Пи*. Большое разнообразие фациальных обстановок в зависимости от вариаций температуры, глубинности, состава субстрата, щелочности минералообразующих растворов, в которых формировались Si-K-Na метасоматиты, предопределяет появление широкого спектра типов метасоматических колонок, в пределах которых Mg-Fe-Ca метасоматиты (зоны меланократового состава) занимают определенное место. Типичны метасоматические колонки симметричного строения следующих видов.

В породах, бедных кальцием:

(0) *Пл + Алм + Би + Кв* - исходный плагиогнейс;

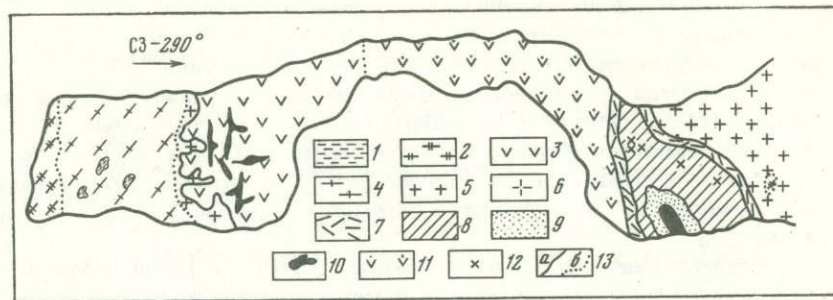
(1) зона псевдоморфной силлиманитизации полевых шпатов, биотита, граната;

(2) *Алм + Би* (или *Алм + Би + Корд*) - меланократовая оторочка;

(3) *Кв + Кпш + Пл + Алм + Би* - меланократовый кварц-полевошпатовый метасоматит;

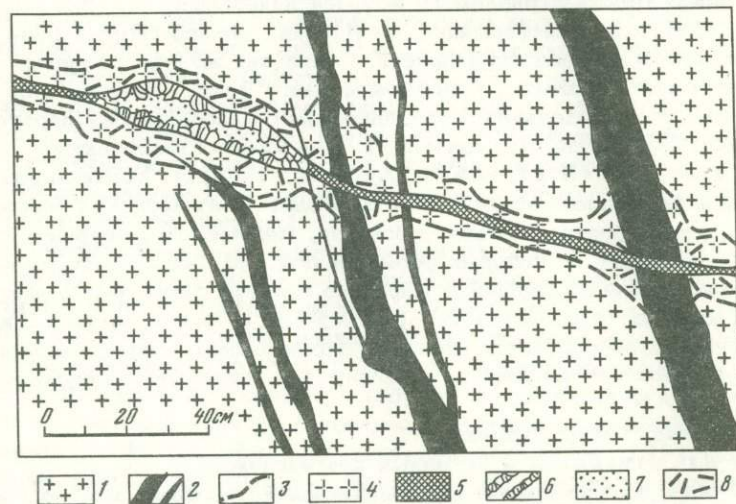
(4) *Кв + Кпш + Пл ± Би* - лейкократовый кварц-полевошпатовый метасоматит.

Эта колонка формировалась в условиях возраставшей (от зоны 1 к зоне 4) щелочности минералообразующих растворов.



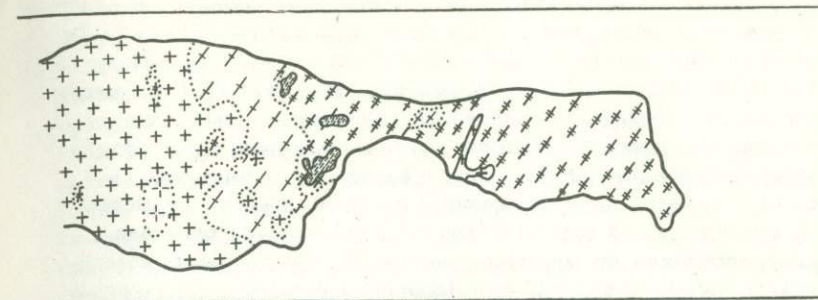
Фиг. 3. Соотношения кварц-полевошпатовых пород формации кварц-плагноклаз-ортоклазовых метасоматитов безгроссуляровой ступени глубинности с комплексом флогопитоносных пород (месторождение Леглиерское, карьер 5, уступ 2)

1 - биотит-амфибол-диопсидовые кристаллические сланцы; 2 - розовые биотитовые гнейсо-граниты; 3 - диопсид-шпинелевые породы стадии гомогенной базификации; 4 - буровато-розовые салитовые гнейсо-граносиениты; 5 - салитовые кварц-полевошпатовые метасо-



Фиг. 4. Соотношения метасоматитов Mg-Fe-Ca и Si-K-Na петрохимических профилей в формации кварц-плагноклаз-ортоклазовых метасоматитов (месторождение Леглиерское)

1 - аляскитовые граниты; 2 - диопсид-скаполитовые породы формации кварц-плагноклаз-ортоклазовых метасоматитов безгроссуляровой ступени глубинности; 3 - ферросалитовая оторочка; 4 - ортоклаз-салитовые грубозернистые породы; 5 - диопсид-скаполитовые породы; 6 - щетки кристаллов ортоклаза; 7 - салитовая сыпучка; 8 - отдельные метакристаллы ферросалита



матиты; 6 - гнезда гигантокристаллического ортоклаза; 7 - диопсид-скаполитовые породы; 8 - диопсид-паргаситовые породы; 9 - диопсид-флогопитовые мелко-среднезернистые породы; 10 - гигантокристаллические флогопит-кальцитовые породы; 11 - крупнозернистые флогопит-диопсидовые породы; 12 - гнезда гигантокристаллического апатита; 13 - границы геологических тел: а - отчетливые, б - постепенные

В породах, богатых кальцием:

для условий возрастающей щелочности минералообразующих растворов характерны два типа колонок:

- (0)  $Pl + Po + Bi$  - исходный кристаллосланец;
- (1)  $Kv + Kпш + Pl + Po$ ;
- (2)  $Po + Bi$ ;
- (0)  $Pl + Пи$  - исходный кристаллосланец;
- (1)  $Pl + Пи + Kпш$ ;
- (2)  $Пи \pm Pl$  - первая меланократовая зона;
- (3)  $Kv + Pl + Пи$ ;
- (4)  $Kv + Kпш + Pl + Пи$ ;
- (5)  $Пи$  - вторая (центральная) меланократовая зона;

для условий понижающейся щелочности минералообразующих растворов:

- (0)  $Pl + Пи$  - исходный кристаллосланец;
- (1)  $Pl + Пи + Kпш$ ;
- (2)  $Pl + Kпш + Kv + Bi$ ;
- (3)  $Pl + Kпш + Kv + Bi$ ;
- (4)  $Kпш + Bi + Kv$ ;
- (5)  $Kпш + Kv$ ;
- (6)  $Kпш$ .

В породах, богатых кальцием и магнием, но бедных кремнеземом, представленных, в частности, Mg-Fe-Ca метасоматитами и доломитовыми мраморами, растворы стадии Si-K-Na метасоматизма приводили к образованию парагенезисов, сложенных шпинелью, паргаситом, флогопитом, моноклинным пироксеном и кальцитом. Различные типы метасоматических колонок флогопитоносных метасоматитов подробно рассмотрены в работах [137, 168]. Следует лишь отметить, что при образовании этих парагенезисов в зоне контакта субстрата рассматриваемого типа с алюмосиликатными породами

(гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами) появлялись внешние дополнительные зоны состава  $Pl + Ck \rightarrow Kfs + Pl \rightarrow Kfs + Kfs + Pl$ , последняя из которых сложена грубо- или гигантозернистым лейкократовым кварц-полевошпатовым метасоматитом (см. фиг. 3). Связующим звеном между типичными флогопитоносными образованиями и кварц-полевошпатовыми метасоматитами являются жилы волокнистого флогопита, в которых флогопит сосуществует с бариевым ортоклазом.

Кварц-полевошпатовые образования формации *Кв-Пл-Орт* метасоматитов гроссуляровой ступени (фазии) глубинности, развивавшиеся непосредственно по мраморам или по Mg-Fe-Са метасоматитам стадии гомогенной базификации (особенно формации мажекалитов), слагают центральные зоны колонок, в то время как флогопит (точнее, Fe-Mg слюда с большой долей истонитового компонента) расположен во внешней зоне. Метасоматические колонки такого типа установлены на железорудных месторождениях Дес и Таежное, а также на флогопитовых месторождениях Тимптонской группы. Практического интереса в аспекте флогопитоносности эти образования не представляют.

Таким образом, главнейшими условиями формирования промышленного флогопита являются: наличие благоприятного субстрата, представленного Mg-Fe-Са метасоматитами стадии гомогенной базификации (главным образом формации мажекалитов), особенно диопсидовыми и диопсид-шпинелевыми породами, или доломитовыми мраморами; интенсивное проявление высокотемпературного Si-K-Na метасоматизма (формации *Кв-Пл-Орт* метасоматитов) в условиях безгроссуляровой ступени глубинности.

Поэтому зоны и поля сопряженного интенсивного проявления Mg-Fe-Са метасоматизма стадии гомогенной базификации (формации мажекалитов) и более позднего Si-K-Na метасоматизма (формации *Кв-Пл-Орт* метасоматитов) можно рассматривать как потенциально перспективные на обнаружение промышленных месторождений флогопита. Основным методическим приемом выделения подобных полей и зон должно явиться среднemasштабное картирование разнотипных метасоматических образований.

Изучение закономерностей локализации и условий образования разнотипных Mg-Fe-Са метасоматитов позволяет сделать следующий важный вывод. В ходе многократного проявления ультраметаморфогенного гранитообразования и сопряженных с ним процессов Mg-Fe-Са и Si-K-Na метасоматизма в пределах единых тектонических структур каждый последующий процесс не уничтожает, а усиливает результаты предыдущего процесса, приводя к еще большей рудно-геохимической дифференциации продуктов метасоматического петрогенеза. Так, в пределах Унгринско-Тимптонской конседиментогенной синклинирной структуры, ограниченной Кэннэнэйским и Эвотинским глубинными разломами, скопления титаномагнетита и магнетита образовались в периоды от раннего архея (формации Mg и Mg-Fe метасоматитов) до среднего протерозоя (формация *Кв-Аб-Ми* метасоматитов, фашия *Сп-Мт* пород [18, 20]).

Основная масса магнетитовых руд сформировалась в период становления Mg-Fe-Ca метасоматитов (диопсид-магнетитовых и роговообманко-магнетитовых пород), генетически связанных с гранитоидами мигматит-гранитовой формации, а в стадию проявления кремнeshелочного метасоматизма претерпела собирательную перекристаллизацию, обусловившую появление крупных скоплений чистого магнетита. Аналогичным образом развитие флогопитоносных жил и гнезд, происходившее синхронно с формированием наиболее высокотемпературных кварц-полевошпатовых метасоматитов, нередко осуществлялось по более ранним метасоматическим диопсидовым и диопсид-шпинелевым породам формации Mg-Fe-Ca метасоматитов, что необходимо учитывать при прогнозно-металлогенических исследованиях.

*В. В. Жданов*

### ЗОНЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ БАЗИФИКАЦИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

При формировании гранитного слоя земной коры доминирующую роль, как известно, играла гранитизация, обусловленная замещением в горных породах ряда оснований щелочами и кремнеземом. Поступление и удаление продуктов реакции происходило в потоке эндогенных растворов в единой системе центробежной дифференциации Земли. Освободившиеся при реакции основания выносились вверх, отчасти в сторону от фронта гранитизации. Основные растворы, являющиеся активными агентами, воздействовали на окружающие породы и в благоприятных  $P-T$  условиях вызвали основной метасоматизм, или базификацию. Таким образом, реализовывалась сопряженная система гранитизация-базификация, одна из главных систем метаморфо-метасоматической дифференциации верхней части земной коры.

В последнее время гранитизация стала общепризнанным явлением, однако примеры проявления базификации еще и сейчас традиционно и активно оспариваются целым рядом исследователей. Невосприятие этого геологического феномена связано, вероятно, с тем, что продукты базификации - базификаты - часто напоминают привычные продукты магматизма, метаморфизма или гидротермальной деятельности. К тому же базификаты по минеральному составу и химизму столь сильно отличаются от продуктов гранитизации, что нелегко уловить единство этих, казалось бы, противоположных по химической направленности процессов. Поэтому в настоящей работе предпринята попытка рассмотреть разные по масштабам проявления базификации в докембрийских и фанерозойских структурах и определить ее металлогеническую значимость<sup>1</sup>.

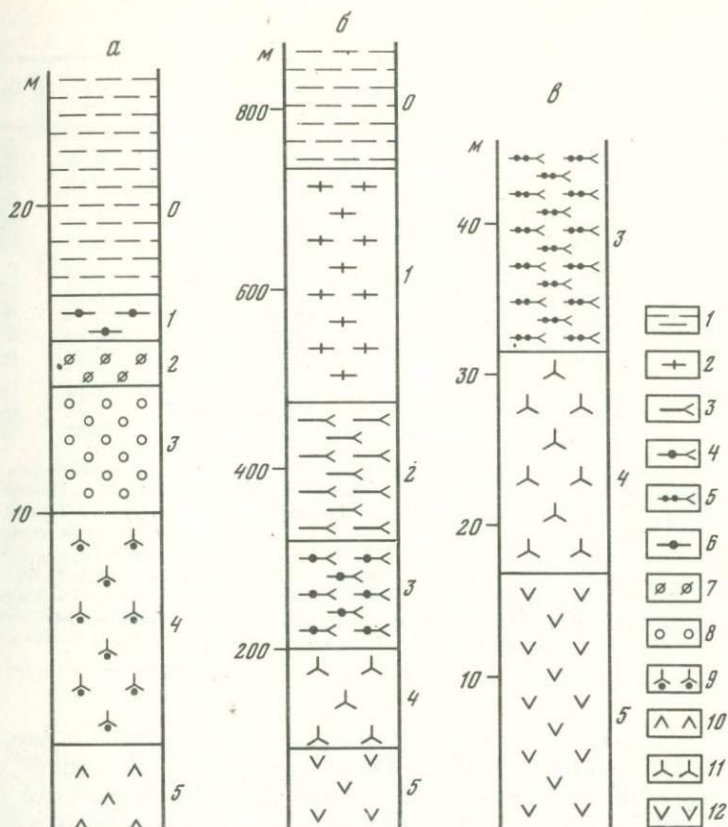
<sup>1</sup> Представление автора об отнесении рассматриваемых ниже образований к продуктам базификации является дискуссионным. - *Прим. ред.*

Зоны базификации обычно приурочены к тектоническим нарушениям и имеют линейную форму. Протяженность их от сотен метров до сотен километров, мощность — от первых метров до нескольких километров. Для этих структур характерна сложная внутренняя зональность, обусловленная как градиентами температуры и давления, так и неодновременностью процесса формирования базификатов. Ниже рассмотрен ряд примеров зон базификации различного масштаба.

Мелкомасштабные проявления базификации имели место при преобразовании небольших тел основного состава, расположенных в пределах развития более кислых пород. Например, на побережье Баренцева моря среди биотитовых гнейсов залегает тело амфиболитов размером  $800 \times 50$  м. Это тело в северо-западном окончании разбито на ряд блоков размером от  $30-50$  см<sup>2</sup> до  $30-50$  м<sup>2</sup>. В наиболее крупных блоках наблюдается следующая концентрическая зональность (фиг. 1, а): (0) Би гнейсы (исходная порода) → (1) меланократовые Гр-Би гнейсы → (2) Би гранатиты → (3) Кум гранатиты → (4) Гр-Акт амфиболиты → (5) диопсидизированные Ро амфиболиты (центральная зона). Мощность отдельных зон колеблется от 20-40 см до 3-5 м. При уменьшении размеров блоков центральные зоны исчезают, и состав этих тел постепенно приближается к составу вмещающих пород — отчетливо видна ассимиляция чужеродного по составу тела амфиболитов в большом объеме вмещающих биотитовых гнейсов.

Изменение химического состава пород (табл. 1) в ряду базификат (амфиболит; зона 5) — исходная порода (биотитовый гнейс; зона 0) указывает на появление повышенной концентрации ряда оснований в промежуточных метасоматических зонах этой структуры (фиг. 2, а): в зоне 1 возросло содержание алюминия, в зоне 3 — железа, а в ближайшей к метасоматическому амфиболиту зоне 4 — титана и кальция. Эти промежуточные зоны в данном случае могут рассматриваться как единая область базификации или фиксации оснований. В данном примере концентрирование металлов не вело к формированию рудных минералов: 1) железо в зонах базификации представлено преимущественно двухвалентной формой и связано в силикатах, что обусловило их высокую железистость и формирование ферроактинолита, куммингтонит-грюнерита и алмандина; 2) титан, накапливавшийся в зоне концентрации кальция (зона 4), находится также в силикатной форме в сфене.

Примером более широкого проявления базификации является амфиболитизация, развивавшаяся как передовой фронт, предшествовавший гранитизации габбро-анортозитов северо-восточной части Кольского полуострова. По р. Айтэй исследован разрез протяженностью около 800 м, где с севера на юг последовательно сменяются зоны (см. фиг. 1, б): (0) Би гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты (исходная порода) → (1) Амф-Би Кр. сл. → (2) Амф меланократовый Кр. сл. → (3) Ti-Мт-Гр-Амф Кр. сл. → (4) амфиболитизированный и "осланцованный" анортозит → (5) анортозит. Все эти зоны сменяют друг друга постепенно, и границы между ними в известной



Фиг. 1. Колонки метасоматической зональности в рядах биотитовый гнейс - амфиболит (а), биотитовый гнейс - анортозит (б), анортозит - титаномagnetитовая руда (в)

1 - биотитовый гнейс; 2 - амфибол-биотитовый кристаллический сланец; 3 - амфиболовый кристаллический сланец; 4 - гранат-амфиболовый рудный кристаллический сланец; 5 - титаномagnetитовая руда; 6 - гранат-биотитовый гнейс; 7 - биотитовый гранит; 8 - куммингтонитовый гранатит; 9 - гранатовый амфиболит (актинолитовый); 10 - амфиболит; 11 - амфиболизированный анортозит; 12 - анортозит

мере условные. Характер химических изменений в ряду исходная порода (Амф-Би Кр. сл., зона 1) → базификат (анортозит, зона 5) указывает на последовательное появление зон концентрации (см. фиг. 2, б): в зоне 2 - кальция и алюминия, в зоне 3 - железа и титана, а в зоне 4 - магния. Все эти зоны могут рассматриваться как единая область базификации или фиксации оснований.

В этом же районе сходная картина зональности наблюдается в пределах ильменитового рудопроявления, для которого колонка ба-

Таблица 1

Химический состав пород из зон базификации (в вес. %)\*

№ серии	№ пробы	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
221	221	48,98	1,11	13,45	3,89	11,10	0,20
	221б	44,00	0,96	11,93	4,60	17,00	0,61
	221г	55,55	0,34	12,32	3,41	22,60	0,11
	221е	60,80	0,64	15,14	3,13	12,01	0,07
	221и	71,28	0,53	14,22	1,41	2,64	0,04
	96	39,02	2,25	22,04	1,47	9,55	0,18
	96в	37,39	2,63	19,76	3,76	12,93	0,32
	96е	47,77	1,24	15,05	3,99	8,73	0,12
	96ж	61,07	0,26	17,66	1,19	2,95	0,04
	96т	67,89	0,69	12,30	3,71	3,51	0,12
153	153б	52,95	0,29	25,68	2,19	1,72	0,03
	153а	47,14	2,23	18,18	9,11	7,92	0,11
231	231	4,45	10,56	4,31	49,35	30,33	0,25

\* Минеральный состав пород в проанализированных пробах (в объемн. %): 221 - скарнированный амфиболит (Пл<sub>64</sub> - 25-30; Ро - 15-18; Аж - 35-37; Ди - 12-15; Эн - 7-8; Тi-Мт - 2-3); 221б - Гр-Амф амфиболит (Аж - 32-37; Гр - 28-30; Эн - 12-15; Ди - 5-7; Пр - 8-10; Хл - 1; Мт < 1); 221г - Кум гранатит (Гр - 43-45; Кум - 15-18; Кв - 35-37; Пр - 2-3; Тi-Мт - 1); 221е - Гр Би гнейс меланократовый (Пл<sub>23</sub> - 38-40; Гр - 28-30; Кв - 20-23; Би - 3-5; Пр - 1; Ру - 1); 221и - Би гнейс (Пл<sub>23</sub> - 34-42; Кв - 35-40; Би - 12-17; Гр - 3-5; Сер - 5-8; Ру + Цир < 1); 96 - Амф Кр.сл. (Пл<sub>62</sub> - до 50; Ро - 40-45; Эн - 2-3); 96в - рудный Гр-Амф Кр.сл. (Пл<sub>77</sub> - 18-20; Ро - 60-66; Тi-Мт - 10-12; Гр - 5-6);

базификации мощностью 30-50 м имеет следующее строение (см. фиг. 1, в): (3) Хл-Аж-Мт-Ил порода (руда) → (4) амфиболит → (5) анортозит. Фактически эта колонка является фрагментом рассмотренной выше колонки без ее второй, гранитизированной части - без зон 0, 1, 2. Химические изменения в ряду анортозит - ильменитовая порода (руда) иллюстрирует формирование зоны высокой концентрации железа и титана при выносе из ее пределов всех остальных элементов (см. фиг. 2, в; табл. 1).

Для рассмотренных колонок базификации характерно изменение состава "сквозного" для них алюмосиликата - роговой обманки. В колонке анортозит - Амф-Би Кр.сл. четко устанавливается прямая зависимость железистости роговой обманки от железистости вмещающей породы, которая нарушается только в зоне оруденения (фиг. 3, табл. 2). Максимум железистости роговой обманки (см. фиг. 3, пр. 96) смещен в зону 2, где меланократовый роговообманковый кристаллический сланец резко обеднен рудным минералом (см. фиг. 1, б; фиг. 2, б). Содержание магния в роговой обманке и в породе не коррелируется, вследствие чего магнезиальность роговой обманки определяется только четкой обратной связью с железистостью системы.

Примером крупной зоны базификации являются полизональные метасоматические структуры железорудных месторождений западной части Кольского полуострова. В Заимандровском районе они в виде

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	Плотность, г/см <sup>3</sup>
	7,32	10,76	1,46	0,63	0,07	2,11	101,08	3,09
	6,07	12,90	0,30	0,26	0,04	2,15	100,82	3,37
	3,12	1,90	0,08	0,10	0,04	0,91	100,48	3,45
	2,95	1,81	1,48	1,03	0,06	1,23	100,35	3,14
	2,67	1,58	3,49	1,80	0,04	1,41	101,11	2,70
	4,60	16,08	1,52	0,68	0,14	1,71	99,25	3,06
	6,13	12,00	1,61	0,80	0,20	1,44	98,97	3,29
	7,31	11,55	1,80	0,55	Сл.	1,67	99,79	3,03
	2,87	9,78	2,04	0,26	1,33	0,88	100,29	2,76
	0,89	3,07	3,48	2,05	0,17	1,01	98,89	2,71
	1,16	9,35	4,82	1,44	0,03	1,48	100,20	2,69
	3,15	7,79	3,83	0,32	0,12	0,97	100,86	3,00
	3,02	0,08	0,07	0,07	0,10	2,09	99,95	3,96

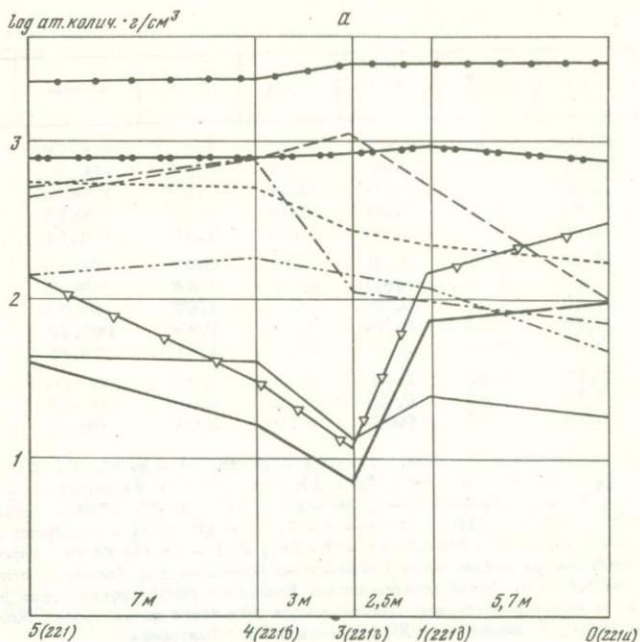
96е - амфиболитизированный анортозит (Пл<sub>53-66</sub> - до 35; Ро - до 65; Сф - до 2); 96ж - анортозит (Пл<sub>63</sub> - до 95; Ро - до 5; Сф - 1); 96т - Амф-Би Кр.сл. (Пл<sub>26</sub> - 55-60; Кв - 35-40; Би - 5-6; Ро - 2-3; Эн - до 3; Мт - до 3); 153б - метаанортозит (Пл<sub>47-55</sub> - 75-80; Би - 13-17; Эн - 5-7; Ро - 1); 153а - амфиболит по анортозиту (Пл<sub>45</sub> - 60-64; Ро - 30-32; Мт - 7-10); 231 - Хл-Аж-Мт-Ил породы. Пробы серии 221 отобраны из района мыса Пекал-Ниеми (северо-запад Кольского полуострова), серии 96 - из района р. Айтэй (северо-восток Кольского полуострова), серии 153 - из района р. Ачи у устья р. Паттелем (северо-восток Кольского полуострова). Коллекция автора. ХАЛ ВСЕГЕИ, аналитики Н.Ю. Бунакова и Г.А. Дмитриева.

прерывистой цепочки тел прослеживаются почти на 50 км при мощности до 500 м. Фактический материал по железорудным месторождениям Кольского полуострова изложен ранее [80], поэтому остановимся лишь на ряде общих вопросов их формирования.

Процесс образования рассматриваемых железорудных месторождений разделяется на две стадии. В раннюю высокотемпературную безрудную стадию магнезиального скарнообразования сформировались пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны. Судя по данным декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в пироксене, температура его образования находилась в пределах 550-600°C. Масштабная текстура магнезиальных скарнов указывает на субгидростатические условия их формирования. Скарнирование проявлено как в кислых, так и в основных породах, но более интенсивно в последних.

Химические преобразования в стадию магнезиального скарнирования обусловлены привнесением в систему кальция, железа, магния и выносом калия, натрия, кремния, алюминия, что позволяет отождествлять этот процесс с базификацией, а породы, подвергшиеся магнезиальному скарнированию, включать в область (мегазону) базификации.

Обычно вокруг зоны магнезиальных скарнов формировались сопряженная с ней зона щелочных метасоматитов (особенно при скарнировании кремнекислых щелочных пород) и частично совпадающая с



Фиг. 2. Изменение химического состава пород в рядах биотитовый гнейс - амфиболит (а), биотит-амфиболовый гнейс - анортозит (б), анортозит - титаномагнетитовая руда (в) (см. табл. 1)

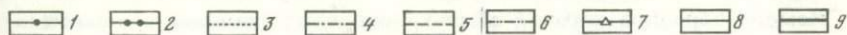
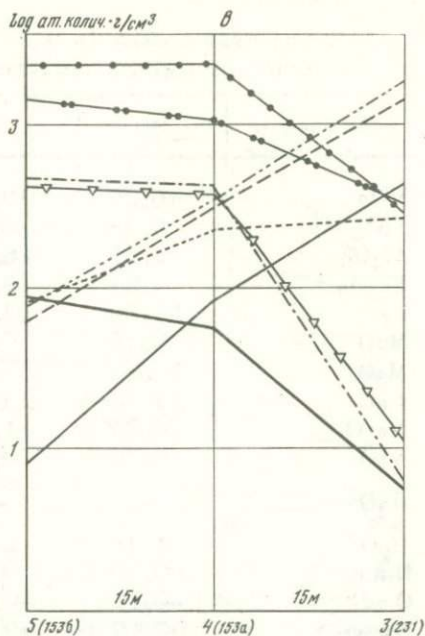
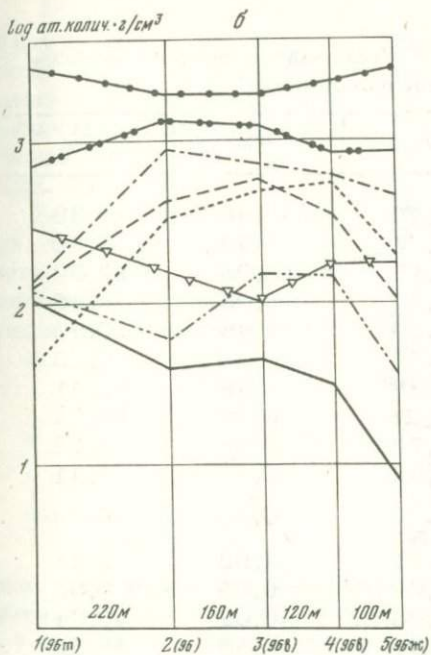
1 - Si; 2 - Al; 3 - Mg; 4 - Ca; 5 -  $Fe^{2+}$ ; 6 -  $Fe^{3+}$ ; 7 - Na; 8 - Ti; 9 - K

ней зона фиксации глинозема, представленная силлиманитовой и ставролитовой минерализацией.

Минеральные преобразования гнейсов при магнизиальном скарнировании начинались с повышения содержания в плагиоклазе анортитовой составляющей с 20-25 до 40-45%. Затем в породе появлялись порфиробласты салита ( $f_m = 30-35$ ), и почти полностью исчезал кварц (десиликация породы). В дальнейшем содержание салита возрастало до 70-80 объемн.% при одновременном повышении его железистости до 50-55% и основности сосуществующего с ним плагиоклаза до 80-85%. Завершились минеральные преобразования этой стадии формированием гроссуляр-альмандинового граната, корродирующего пироксен и полностью замещающего реликты плагиоклаза.

При магнизиальном скарнировании амфиболита амфибол-плагиоклазовая ассоциация сменялась гранат-пироксеновой. В промежуточных членах этого ряда с пироксеном сосуществовали битовнит и железистая роговая обманка.

Крупные зоны магнизиальных скарнов, не затронутые последующими низкотемпературными процессами, встречаются весьма редко.



В пределах Оленьей тундры среди амфиболовых кристаллосланцев обнаружены секущие тела крупнозернистого магнезиального скарна мощностью до 10 и протяженностью до 100 м. Однако реликты магнезиальных скарнов обычно наблюдаются в пределах всей площади выходов крупных тел железистых кварцитов. Это позволяет предполагать, что первоначально мощность магнезиально-скарновых тел достигала нескольких сот метров, а протяженность - нескольких километров.

Низкотемпературная стадия формирования полизональных метасоматических структур железорудных месторождений протекала при температуре 350–400<sup>0</sup>С в условиях ориентированного давления, что вело к развитию полосчатых и сланцеватых текстур с упорядоченным расположением новообразованных минералов. В ранний этап низкотемпературной стадии происходило частичное замещение пироксена железистым актинолитом или куммингтонитом, особенно интенсивное в осевой части рудного тела, в зоне эндоконтакта по пироксену развивался алмадин. Следующий этап характеризовался замещением пироксена и в меньшей степени амфибола рудным минералом при четком зональном расположении минеральных видов, обусловленном центробежным падением кислородного потенциала в пределах структуры: в осевой части рудного тела доминирует гематит, в промежуточной - магнетит, а по периферии - пирротин и пирит.

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) роговой обманки из метасоматических пород - продуктов базификации\*

Компоненты	96	96	96в	96ж
SiO <sub>2</sub>	46,20	39,70	33,40	44,38
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,75	0,75	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,13	16,19	18,05	12,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,94	5,47	6,03	4,35
FeO	10,62	13,63	11,46	10,35
MnO	0,28	0,26	0,29	0,23
MgO	10,88	7,38	8,39	11,31
CaO	11,35	11,28	10,39	11,54
Na <sub>2</sub> O	0,87	1,73	1,91	1,18
K <sub>2</sub> O	0,76	0,88	0,55	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,08	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,48	2,11	1,62	2,31
П.п.п.	0,30	0,08	0,05	0,02
O = 2F	-0,12	-0,03	-0,02	-0,01
Сумма	100,17	99,51	99,55	99,50

\*Номера образцов роговой обманки отвечают номерам содержащих ее проб, представленных следующими типами базификатов (см. табл. 1, серия 96): 96т - Би-Ро Кр.сл.; 96 - Амф Кр.сл.; 96в - рудный Гр-Амф Кр.сл.; 96ж - анортозит. Коллекция автора, ХАЛ ВСЕГЕИ, аналитик К.К. Гумбар.

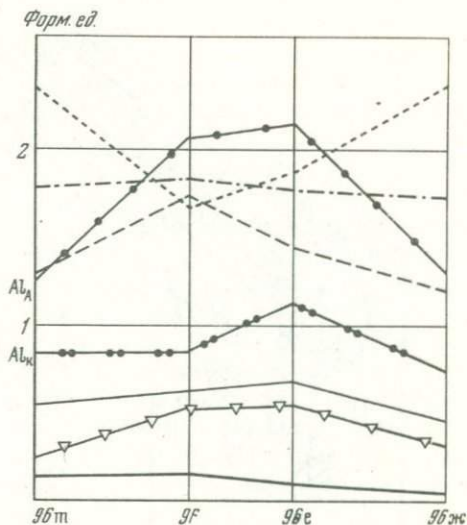
Заключительный этап низкотемпературной стадии связан с интенсивным окварцеванием; кварц замещает все силикатные и в незначительной мере рудные минералы.

В химическом отношении весь ход процесса низкотемпературной стадии определяется привносом в систему железа, преимущественно в окисной форме, и в меньшей степени кремнезема при выносе всех остальных элементов. Фактически низкотемпературная стадия формирования железорудных месторождений являлась стадией кислотного выщелачивания; породы, в которых она развита, могут быть включены, таким образом, в область (зону I порядка) кислотного выщелачивания. Выносимые из зоны кислотного выщелачивания элементы частично фиксировались вблизи рудного тела, создавая внешнюю безрудную часть полизональной структуры.

Ближайшей к рудному телу была зона фиксации титана и кальция; в ней развивались сфен-кальцит-гроссуляр-диопсидовые скарноиды и гроссуляр-диопсидовые эпидозиты; пироксен в этих ассоциа-

Фиг. 3. Изменение химического состава роговой обманки в колонке биотит-амфиболовый кристаллический сланец - анортозит (см. табл. 2)

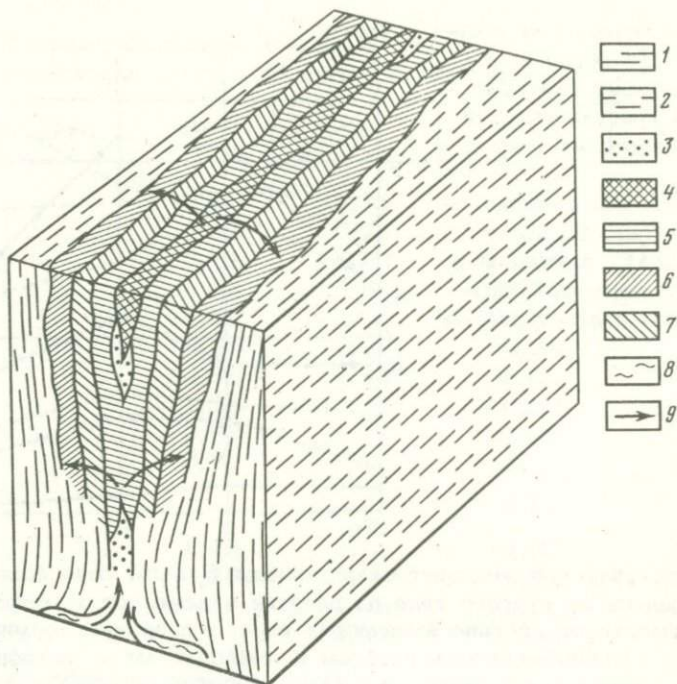
Условные обозначения те же, что на фиг. 2, кроме того,  $Al_A$  и  $Al_K$  алюминий в анионной и катионной частях формулы соответственно



циях характеризуется железистостью порядка 5-10%. Зона фиксации магния удалена от рудного тела на десятки и даже сотни метров, и в зависимости от состава вмещающих пород в этой зоне формировались: а) по роговообманковым гнейсам и амфиболитам - антофиллитовые или жедритовые амфиболиты; б) по биотитовым гнейсам - гранат-биотитовые сплудиты; в) по гиперстеновым диоритам - кордиеритовые скарноиды.

Таким образом, в процессе базификации и нагонявшей ее волны кислотного выщелачивания формировалась телескопированная полизональная структура, в которой совмещены две сопряженные метасоматические системы. Высокотемпературная система представлена основными метасоматитами стадии магнезиального скарнообразования, или собственно базификатами, с сопряженными зонами щелочных и глиноземистых метасоматитов. На эту зональность накладывалась зональность низкотемпературной системы, представленной продуктами стадии кислотного выщелачивания с рудными зонами в осевой части структуры и сопряженными зонами кальциевого и магниевого метасоматизма по периферии. Благодаря совмещению в единой структуре двух сопряженных метасоматических систем породы железорудных месторождений отличаются весьма сложными парагенетическими ассоциациями минералов. В них присутствуют как реликтовые минералы исходных пород, так и новообразованные минералы первой и второй стадий метасоматизма (фиг. 4).

Метасоматические тела (метасоматические структуры) базификатов обычно расположены среди негранитизированных метаморфических пород, однако часто можно наблюдать метасоматические образования, указывающие на то, что поднимавшийся фронт гранитизации нагонял и уничтожал тела базификатов. Например, на Оленегорском месторождении железистых кварцитов пегматиты, являвшиеся пере-



Фиг. 4. Схема сложной метасоматической зональности месторождений Оленегорского района

1 - биотит- и амфибол-биотитовый гнейс; 2 - этот же гнейс, рассланцованный; 3 - пироксеновый скарн; 4 - гематитовый кварцит; 5 - магнетитовый кварцит; 6 - кальцитовый метасоматит; 7 - магнетитовый метасоматит; 8 - гнейс гранитизированный; 9 - направление миграции компонентов

довыми агентами фронта гранитизации, на дневной поверхности составляют не более 5-6% площади рудного тела, а на глубине 750-800 м - уже до 20-25% его объема. В северо-западной железорудной полосе Кольского полуострова часто в пределах развития метасоматических (реоморфических) гранито-гнейсов и гранитов имеются фрагменты расчлененных железорудных тел площадью в десятки и сотни квадратных метров. Подобное расчленение железорудных тел и гранитизация привели к разубоживанию руды. Таким образом, в процессе динамического развития сопряженной системы гранитизация - базификация фронт гранитизации поднимался и частично или полностью уничтожал фронт базификации, одновременно перемещая его в более высокие структурные этажи.

Полизональные метасоматические структуры базификации характерны не только для докембрия. Вероятно, не менее широко они развиты и в фанерозе. Примером может служить палеозойский Глав-

ный рудный пояс Тургая — линейная зона протяженностью около 800 км и мощностью до 10 км. Железорудные месторождения Главного рудного пояса Тургая размещаются вдоль крупного регионального тектонического шва, контролирующего формирование мощного комплекса вулканогенных пород андезито-базальтовой формации нижнего карбона. Образование железорудных месторождений этой зоны обычно связывается с контактово-метасоматическим воздействием диоритов на породы осадочно-вулканогенного комплекса [71, 119]. Однако это предположение вызывает серьезные возражения. Прежде всего, гипабиссальные интрузии диоритов являются дорудными, так как они претерпели интенсивное скарнирование. Распространены эти интрузии весьма ограниченно (на Соколовском рудном поле они составляют не более 15% поверхности полеозойского фундамента), и нет никаких оснований, судя по данным бурения, предполагать увеличение на глубине их количества. Размещение диоритовых интрузий контролируется теми же разломами, что и размещение рудных тел. В.А. Степанов [218] отмечает, что эти интрузии являются для оруденения только структурными ловушками, создающими дополнительную анизотропию толщи.

Рудный метасоматизм максимально проявлен в основных эффузивах и туффитах, слоистых известняках, в меньшей мере в кислых эффузивах и диоритах [119]. В результате этого процесса образовались крупные рудные тела, которые, например, в пределах Соколовско-Сарбайского месторождения достигают протяженности 1–2 км при мощности 150–200 м и прослеживаются по склонению на 1,5–2 км. Рудные тела характеризуются отчетливым зональным строением с определенной последовательностью формирования пород.

К ранней стадии процесса относится развитие мелкозернистых диопсид-плаггиоклазовых скарнов с магнезиальным пироксеном ( $f_m = 4-5\%$ ). Их обычно рассматривают как продукты термального воздействия диоритовых интрузий: на породы эффузивного комплекса и относят к группе роговиков [119], что представляется весьма спорным. На Соколовском месторождении зона "роговиков" удалена от контакта с диоритовой интрузией минимум на 300–500 м, причем в этом интервале расположены неизменные андезитовые туфы. Зоны "роговиков" имеют линейное строение и не совпадают с изометричным контуром интрузии. Сравнение среднего химического состава туффов и развитых по ним "роговиков" ([119], табл. 9) показывает возрастание в процессе переработки пород количества FeO в 1,2–1,5 раза и CaO — в 1,5–1,7 раза при уменьшении содержания  $Al_2O_3$  в 1,5–2 раза и  $Na_2O$  — в 1,2–1,9 раза, что противоречит изохимической природе контактового ороговикования, указывая на интенсивный основной метасоматизм магнезиального профиля.

Следующая стадия процесса вела к формированию гранат-пироксеновых скарнов с железистостью пироксена 10–12%, возрастающей к заключительной фазе этой стадии до 35%. Гранат гротсулярандрадитового ряда содержит 10–25% гротсуляровой и 63–80% ан-

драдитовой составляющей. С основным метасоматизмом, охватывающим центральную часть месторождения, сопряжен щелочной метасоматизм, приведший к образованию альбититов. Скарны и альбититы обладают массивной текстурой, что позволяет предполагать существование изотропного поля напряжений в рудной зоне в период скарнирования.

В заключительную стадию процесса развивались рудные минералы, замещавшие пироксен и гранат. Распределение рудных минералов зональное (центральная часть тела сложена магнетитом, а по периферии встречается пирротин), что указывает на изменение кислородного потенциала в профиле тела. Рудные минералы представлены четко ориентированными обособлениями полосчатой текстуры, возникшими в условиях анизотропного поля напряжения. В химическом отношении заключительная стадия связана с накоплением в системе железа, преимущественно в окисной форме, и выносом практически всех остальных элементов, т.е. может рассматриваться как стадия кислотного выщелачивания. Выносимые из центральной части структуры элементы частично фиксировались по периферии рудного тела, где локализованы метасоматические образования, свидетельствующие о развитии сопряженных с кислотным выщелачиванием эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации.

После завершения формирования метасоматической структуры в районе развивались продукты кислого магматизма. При этом внедрение даек гранит-порфиров, в принципе, можно рассматривать как стадию нагоняющего фронта кислого магматизма - гранитизации, и из зоны кислотного выщелачивания выносились основания, которые сбрасывались в зоне базификации. В дальнейшем при центробежном наступлении зоны кислотного выщелачивания на зону базификации возникали локальные участки высокой концентрации петрогенных элементов, прежде всего железа и титана: здесь формировались месторождения магнетита, титаномагнетита и ильменита. При этом пограничная часть зон кислотного выщелачивания и базификации является областью энергичного кислотно-основного взаимодействия, в пределах которой проходило выделение части рудогенных элементов, приводившее к концентрации рассеянных металлов.

В заключение следует обратить внимание на то, что базификация в самых различных масштабах очень широко проявлена в пределах верхней части земной коры. Процесс базификации сопряжен с Гранитизацией, и вместе они составляют единую закономерную систему метаморфо-метасоматической дифференциации вещества земной коры. С базификацией сопряжены накопление оснований и соответственно концентрация большинства рудогенных элементов, поэтому зоны базификации перспективны в промышленном отношении. С формированием полизональных метасоматических структур базификатов связаны месторождения железа, а во внутренней (тыловой) части зоны базификации на сочленении ее с зоной кислотного выщелачивания возможно накопление вольфрама, меди, никеля и других металлов.

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ В ТЕОРИИ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ

В теории скарнообразования существует ряд дискуссионных проблем. Это свидетельствует о том, что изучение скарнов еще далеко не закончено, и объясняется, с одной стороны, очень небольшим количеством хорошо вскрытых и полностью оконтуренных на глубину и по флангам скарновых тел — основных объектов исследования, а с другой — недостаточным вниманием к исследованию закономерностей размещения скарновых тел, их текстурно-структурных особенностей и реликтов гидротерм, законсервированных в минералах. Изучение названных вопросов дает нам основание высказать новые соображения о месте скарнообразования в развитии магматизма, о природе рудоносных растворов, динамике и физико-химических особенностях метасоматизма.

В истории развития представлений о происхождении рудоносных скарнов [195, 79] отчетливо выделяются три периода. В наиболее ранний из них скарны и роговики не различались и считались возникшими на магматическом этапе становления интрузивов как продукты пирро- или контактового метаморфизма. Затем стали выделять роговики и скарны. В последний период среди скарнов стали различать абиссальные, гипабиссальные и приповерхностные, магматические и послемагматические образования. Однако единого понимания динамики возникновения скарнов нет. Такое положение создано из-за того, что многие исследователи стали рассматривать не естественные образования, а абстрактные теоретические схемы, предельные случаи и т.п. Чтобы частично исключить эти недостатки, рассмотрим время и место процессов скарнообразования на фоне развития конкретной части земной коры, например в пределах Казахстана, с привлечением сравнительных данных по другим регионам. При этом необходимо учесть следующие пять аспектов исследований.

Первый аспект разрабатывался Ю.А. Билибиным [21], а затем В.И. Смирновым [208] и многими другими геологами. Согласно Ю.А. Билибину, любая территория должна проходить геосинклинальный, орогенный и платформенный этап развития, с каждым из которых связан магматизм и определенный набор полезных ископаемых.

Второй аспект — выяснение взаимосвязи и взаимобусловленности строения поверхностных и глубинных частей земной коры на основании гравиметрических и сейсмических данных. На примере Тихоокеанского рудного пояса и других областей [5, 162, 164, 20, 175] четко выделяются два типа земной коры: базифицированный и гранитизированный. В пределах первого при относительно небольшой общей мощности земной коры мощность гранитного слоя понижена, поэтому диоритовый и базальтовый слои находятся высоко, что проявляется в интенсивном развитии интрузий основного и среднего состава с месторождениями железа и меди.

Кора второго типа имеет значительную мощность и толстый гранитный слой с интенсивно проявленным кислым магматизмом и оруденением вольфрам-молибден-оловянного типа. По современным представлениям [13], основа глубоких слоев земной коры создается в результате метаморфических процессов, которые лишь дополняются процессами местного плавления и внедрения магматического материала из мантии. Гранитизированные участки земной коры образуются в местах разуплотнения верхней мантии, где существуют интенсивные восходящие тепловые потоки от переместившихся снизу к границе Мохо астенолитов. Прогрев земной коры стимулирует метаморфические реакции с выделением гранитизирующих растворов, которые и вызывают плавление корового материала. Астенолиты увеличивают мощность земной коры, и, согласно теории изостазии, способствуют ее поднятию. По мнению В.В. Белоусова, должен существовать и обратный процесс - базификация коры с миграцией материала в мантию и уменьшением общей мощности земной коры.

Третий аспект - изучение природы гидротерм. Согласно В.И. Смирнову [207], существуют три источника гидротерм: глубинный, коровый и подземные воды. В целом такое деление гидротерм по их источнику споров не вызывает. Все разногласия выявляются при определении природы растворов, сформировавших то или иное конкретное месторождение. Нам удалось подойти к решению этой проблемы с помощью изотопного анализа аргона из реликтов гидротерм, законсервированных в минералах [36, 37, 35, 6, 182]. В растворах глубинного происхождения, т.е. из базальтового слоя или мантии, аргон содержит избыточное количество легкого изотопа ( $^{36}\text{Ar}$ ) по сравнению с аргоном из современной атмосферы. Такие изотопные отношения установлены в термальных водах на вулканах Головина [8] и Толбачике (устное сообщение Б.М. Найденова), а также в реликтах гидротерм меденосных и полиметаллических скарнов Каратаса и Гульшада в Прибалхашье [40]. В метаморфогенных растворах, являющихся производными гранитного слоя земной коры, присутствует только один тяжелый изотоп ( $^{40}\text{Ar}$ ); это было выяснено на образцах кварцитов Алдана и пегматитов Мамаы, Финноскандии и Украинского кристаллического щита [35]. Подземные воды, океаны и атмосфера содержат смесь тяжелого и легкого изотопов в соотношении  $^{40}\text{Ar} : ^{36}\text{Ar} = 296$ , которое сохраняется примерно постоянным на протяжении не менее 1,7 млрд. лет.

Четвертый аспект - определение величины сокращения объема при превращении расплава в твердую горную породу ( $V_0$ ). Согласно М.А. Осипову [173],  $V_0 = V_1 + V_2 + V_3$ , где  $V$  - сокращение объема:  $V_1$  - расплава за счет общего охлаждения системы,  $V_2$  - при кристаллизации,  $V_3$  - при остывании в твердом состоянии. Для гранита  $V_0 = 1,3 + 5,09 + 1,992 = 8,382\%$ , что соответствует разности плотностей гранита и стекла того же состава [217]. По нашему мнению,  $V_2$  нужно понимать не как сокращение объема при фазовом переходе жидкого в твердое, а как уменьшение объема жидкой фазы в резуль-

тате полимеризации расплава, являющейся начальной стадией кристаллизации [169], так как все реакции минералообразования происходят еще в жидкой фазе [12].

Пятый аспект — понятия об автохтонности и аллохтонности интрузивов. В первом случае  $T_1 = T_2$ , а во втором —  $T_1 \gg T_2$  ( $T_1$  — температура магмы,  $T_2$  — температура вмещающих пород). Для абиссальной фации гранитоидов характерны оба типа интрузивов, а для гипабиссальной и приповерхностной — только аллохтонные, син- или посторогенные.

Перейдем к рассмотрению времени, места и механизмов скарнообразования в Казахстане.

В начальный этап развития верхнепалеозойской геосинклинали, когда земная кора была маломощной и относилась, видимо, к океаническому типу, в породах верхнего структурного яруса формировались аллохтонные трещинные массивы ультрабазитов за счет диапиризма материала мантии. Условий для скарнообразования в это время не существовало.

В ранний этап геосинклинали развития, когда кора стала уже утолщенной, с относительно мощным базальтовым слоем, в период второго ритма осадконакопления, завершившегося крупной складчатостью, шли процессы диоритизации и гранодиоритизации в породах нижнего структурного яруса с возникновением магм соответствующего состава и их внедрение в породы верхнего структурного яруса, представленные терригенно-карбонатными толщами нижнего и среднего палеозоя. Последующее охлаждение привело к формированию автохтонных массивов диоритов и гранодиоритов абиссальной фации и аллохтонных интрузий диоритов и гранодиоритов гипабиссальной и приповерхностной фаций, с которыми связано образование крупных, в том числе и скарновых, месторождений железа, меди и др. Эти месторождения наиболее часто встречаются в Балхашском и Уральском блоках, насыщенных указанными интрузиями.

В пределах Балхашского блока установлены все три типа интрузий, но скарны связаны только с гипабиссальными и приповерхностными разностями. В связи с автохтонными эвтакситовыми гранодиоритами и диоритами абиссальной фации Новалы-Кызылэспинского антиклинория, среди которых находятся реликтовые прослои гранитизированных амфиболитов и пласты известняков, последние лишь мраморизовались и превращались в кальцифиры с возникновением в известняках отдельных зерен граната и диопсида, а в доломитах — форстерита. В ненарушенных тектоникой контактах аллохтонных гипабиссальных интрузий гранодиоритов и диоритов карбонатные породы также только мраморизовались. Скарны возникали несколько позже, в парагенетической связи с сериями доскарновых даек диоритовых порфириров, пересекающих контакты гранодиоритов и других вмещающих силикатных пород вблизи контакта с пластами известняков.

В такой обстановке находится группа Саянских медно-скарновых месторождений, полиметаллические месторождения Кок-Забой и Гуль-

шад, а также Кызыл-Эспе, Акчагыл [49] и др. Сюда же нужно отнести группу медных и полиметаллических месторождений Каратас-Мынчункур, которые приурочены к местам пересечения дайками диоритовых порфиритов реликтов карбонатных пород среди автохтонных гранодиоритов, причем связь с дайками настолько тесная, что по восстанию и оруденелые скарны, и дайки выклиниваются в гранодиоритах практически одновременно. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. Первые из них преобразовывались в известковые скарны, а во вторых появились диопсид и форстерит (Акчагыл, Гульшад). Оруденение во всех рассматриваемых месторождениях относится к "отстающему" и "наложенному" типам, тесно ассоциирует с дайками среднего состава и локализуется как в скарнах, так и в неизмененных вмещающих породах. Рудообразующие растворы по своей природе являются глубинными и возникли в нижних частях земной коры или в верхней мантии [40].

В Уральском базифицированном блоке имеется группа железорудных скарных месторождений, которые локализованы вблизи интрузий диоритов и гранодиоритов, сопровождающихся многочисленными дайками среднего состава (Соколовское, Сарбайское, Адаевское и др.). Подобные описанным железорудные и медные месторождения широко развиты на Урале, в Сибири и в ряде других мест. К этому же типу относится железорудное месторождение Ирису с эндоскарнами по шонкиниту и монцититу [122]. Тянь-Шанский блок, где расположено месторождение, характеризуется гравитационным минимумом, однако это объясняется наложением альпийской орографии.

Новообразования, связанные с приповерхностными вулканоплутоническими формациями дацит-диабаз-гранодиоритового состава, имеют очень сложный характер. В период фумарольно-сульфатарной деятельности вулканических аппаратов центрального типа образовывались массивы корнакинов<sup>1</sup>, а если в составе вмещающих пород имелись известняки, то возникали и скарны. Затем продукты фумарольно-сульфатарной деятельности прорывались интрузиями гранодиорит-порфиритов очень сложной формы и позже штоками и дайками пород среднего и основного состава. Полистадийное медное (часто с молибденитом) оруденение наложенного типа расположено либо в измененных гранодиорит-порфирах, либо во вторичных кварцитах (корнакинах), либо в эксплозивных брекчиях [215, 186, 231]. Последовательность развития процессов на разных объектах неодинакова, а скарны могли образовываться также и около интрузий гранодиорит-порфиритов, однако это не столь важно, так как все разновозрастные ассоциации были парагенетически связаны и имели один источник, находившийся в базальтовом слое. Наиболее полно эти процес-

<sup>1</sup>Термин "корнакины", вслед за В.А. Соколовым [214], мы употребляем вместо термина "вторичные кварциты", хотя, по мнению редколлегии, подобная замена нецелесообразна.

сы проявлены в пределах Балхашского блока на месторождении Сокуркой; на Медном Коунраде скарны распространены ограниченно.

Средний, поздний и конечный этапы в Казахстане сближены во времени, но разобщены в пространстве: первый проявился в Калбинском блоке, а остальные – в Центрально-Казахстанском, Чу-Илийском и Джунгарском блоках. Наиболее мощно развит конечный этап, во время которого широко проявлены кислый наземный вулканизм и, в связи с глубинными подвижными зонами, цепочки постскладчатых гипабиссальных гранитных интрузий с вольфрамовым, молибденовым, оловянным и полиметаллическим оруднением грейзенового и скарнового типов. За счет наращивания гранитного слоя мощность земной коры увеличивалась до 50–60 км, а на поверхности появлялись горы. Подобные области, характеризующиеся региональными гравитационными минимумами, геофизики называют гранитизированными. Выделяется ряд таких блоков: Кокчетавский, Чу-Илийский и Тянь-Шанский блоки с оловянными скарнами (Ускен, Бие, Карагайлы-Актас), Горно-Алтайский – с редкометалльными (Белореченское, Екипетское) и Джунгарский – с полиметаллическими (Сары-Чильды) скарнами, а также Улутауский и Центрально-Казахстанский блоки. В аспекте рассматриваемой проблемы наиболее важны последние два блока, так как в пределах первого на поверхности обнажается нижний структурный этаж, где происходило магмообразование, а во втором – развиты основные редкометалльные скарны.

В пределах Улутауского блока эрозией вскрыт нижний структурный этаж (области зарождения гранитных магм), представленный различными метаморфическими сланцами с автохтонными гранитными массивами абиссальной фации. Карбонатные отложения развиты ограниченно, скарнированию они не подвергались. В Кокчетавском блоке имеются также известняки.

Наиболее полные сведения о поздних этапах развития подвижных областей в нижнем ярусе имеются по Алданскому шиту. Частью они были опубликованы Д.С. Коржинским, В.А. Галюком, П.П. Смолиным, Л.И. Шабыниным, Д.А. Михайловым, М.А. Лицаревым, С.П. Мурзаевым [137, 161, 168]. Однако дискусионность генезиса флогопитовых месторождений свидетельствует об их недостаточной геологической изученности. Ознакомление с выводами названных исследователей, личные впечатления автора при экскурсии на месторождения Эмельджак, Верхний Эмельджак и Лебединское, а также отрывочные данные по изотопии аргона из реликтов растворов позволяют высказать следующее предположение.

Все флогопитовые месторождения Алдана приурочены к продуктивной федоровской свите архея (главным образом к диопсидовым породам среди гнейсов) в антиклинорных гранитизированных блоках, характеризующихся региональными гравитационными минимумами. Месторождения находятся в периферических участках полей гранитизации (автохтонных гранитов), а местами приурочены к так называемым сетчатым инъекциям палингенной гранитной магмы. Диопсидовые сланцы, с которыми связаны флогопитовые месторождения,

имеют региональное распространение и образуются за счет терригенно-карбонатных пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Это своеобразные регионально развитые скарноиды, возникшие при метасоматических реакциях, причем одни авторы считают, что замещению подвергались в основном алюмосиликатные породы, а другие — и алюмосиликатные, и карбонатные. Метаморфизм осадочных пород проходил в архее, а гранитообразование и формирование месторождений — в протерозое. Архейские метаморфизирующие растворы, если судить по изотопному составу аргона, извлеченного из алданских кварцитов, серпентинизированных кимберлитов и мамских пегматитов абиссальной фации глубинности [34], имеют коровое происхождение, так как содержат только радиогенный изотоп  $^{40}\text{Ar}$ . Вероятно, эти растворы возникли из амфиболитов при переработке в породы гранулитовой фации в пределах гранитного слоя земной коры. Термальное воздействие протерозойских гранитов на диопсидовые сланцы заключается в некоторой их перекристаллизации с появлением мелких чешуек флогопита в диопсидовом агрегате. В послемагматический этап за счет метасоматических преобразований диопсидовых скарноидов и прилегающих к ним гнейсов (возможно также и участие доломитов) формировались зональные диопсид-скаполит-паргасит-флогопитовые породы и шла последующая собирательная перекристаллизация, при которой образовывались гнезда гигантокристаллического флогопита. Природа растворов неясна, но можно предположить, что они являлись производными гранитно-метаморфического слоя земной коры. Появление волластонита на Эмельджаке свидетельствует о том, что глубина гранитообразования и формирования флогопитовых месторождений сравнительно с глубинами гранулитового метаморфизма уменьшалась. Однако амфиболитовая фация послегранитного метаморфизма свидетельствует в целом об абиссальных условиях флогопитообразования. В менее глубоких условиях все процессы более быстротечны, и поэтому абиссальные условия являются обязательными при формировании именно крупных кристаллов флогопита в зонах сетчатой инъекции гранитной магмы, где создавались условия температурного перепада. Называть рассматриваемые минеральные образования скарнами нет никаких оснований, так как это продукты перекристаллизации и перерождения карноидов.

Центрально-Казахстанский гранитизированный блок является вмещителем большей части гипабиссальных посторогенных гранитных интрузий рудоносного пермского (акчатауского) комплекса и практически всех редкометалльных месторождений кварцевожильно-грейзеновой формации. Если в составе пород верхнего структурного яруса имелись известняки, то кроме грейзенов образовывались также и скарны (Батыстау, Коктенколь, Кара-Оба, Акмая, Котпар). Все перечисленные объекты относятся к надинтрузивному экзоконтактовому штокерковому типу, возникшему в связи с гранитными интрузивами со сложной формой кровли, часто в местах скопления доинтрузивных даек фельзит- и гранит-порфиров [31]. Тип

оруденения сопутствующий Образование рудных экзоскарнов происходило синхронно со становлением гранитных интрузий, так как руды часто пересекаются дайками-апофизами гранитов. Сами граниты практически не изменены и не контаминированы. Рудообразующие растворы по своей природе были полигенными: источником воды служили подземные воды, ассимилированные гранитной магмой после ее внедрения и остановки [31, 33], а источником металлов — гранитный расплав вторичного магматического очага.

Аналогами описанных месторождений за пределами Казахстана являются верхнепалеозойские скарны с шеелитовыми и полиметаллическим оруднением Средней Азии (Лянгар, Койташ, Яхтон, Майхура, Курусай и др.). Их отличительные признаки — широкое развитие карбонатных отложений в толще вмещающих пород, появление гранодиоритов в краевых частях гранитных интрузивов, а также образование в связи с доломитами магнезиально-скарновых парагенезисов и присутствие на некоторых объектах послескарновых и послерудных даек основного и среднего состава. К такому же типу относится месторождение Лебединое на Алдане (юрского возраста).

Новообразования в связи с приповерхностными вулканоплутоническими формациями имеют сложное строение и находятся в тесной ассоциации с вулканическими аппаратами. Например, полиметаллическое месторождение Кень-Шоки [28] ассоциирует с некомп и извилистыми дайками фельзит-порфира, нацело превращенными в корнякины, под которыми по известнякам развиты скарны. Оруденение наложенное, парагенетически связано с дайками кислого состава, корневые части которых уходят в низы гранитного слоя земной коры.

К образованиям, возникшим в конечные периоды становления подвижных областей, можно отнести также магнезиоскарны, по Б.Я. Меренкову [153], хлограпиты<sup>1</sup>, по Н.Д. Соболеву [212], и автореакционные скарны, по В.А. Жарикову [79], образовавшиеся в результате изменений ультрабазитов, щелочных ультрабазитов, габброидов и даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров в сфере действия гранитных интрузивов под воздействием растворов, парагенетически связанных с указанными дайками кислого состава.

Приведенный фактический материал по Казахстану и другим регионам позволяет сделать следующие выводы.

1. Выявляется отчетливая пространственная связь скарнов с магматическими формациями раннего, среднего, позднего и конечного этапов развития подвижных областей. Скарны отсутствуют лишь в связи с магматическими образованиями начального этапа. Эта мысль, высказанная В.И. Смирновым [208], подтверждается материалами автора по Казахстану. В каждый этап скарны образуются в связи с гипабиссальными и приповерхностными аллохтонными интрузивами и дайками кислого, среднего и основного состава. Абиссальные автохтонные массивы магматических пород не сопровождаются скарнами. Это свидетельствует о том, что для протекания

<sup>1</sup>Эти образования позже стали называть родингитами.

процессов замещения необходим температурный перепад,  $T_1 \gg T_2$ . Приведенные данные подтверждают выводы Ф.Н. Шахова [261] и Х.М. Абдуллаева [2]. Проведенные нами эксперименты [35] объясняют эту закономерность: скарные минералы, в частности гранат, проходящий стадию гидрограната, очень интенсивно образуются в неравновесных условиях, т.е. при быстром охлаждении растворов, и очень вяло в равновесных условиях термостатирования<sup>1</sup>. В работах В.А. Жарикова [79], Л.И. Шабынина [254] и С.П. Мурзаева [168] доказывается, что скарны (главным образом магнезиальные) могли широко формироваться также и в абиссальных условиях. По нашему мнению, Алданские флогопитовые месторождения представляют продукты перекристаллизации и перетолжения регионально развитых скарноидов, возникших при региональном метаморфизме в условиях длительного термостатирования на фронте гранитизации.

Подобные образования часто встречаются также и в гипабиссальных условиях, и их также часто ошибочно называют скарнами. В качестве примера приведем рудопроявление Улькун-Акмая, находящееся в северо-западном экзоконтакте гранитного плутона Кызылтау в Центральном Казахстане. Здесь в магматический этап вокруг гранитов были образованы в зависимости от состава исходных пород биотитовые, пироксеновые, гранатовые роговики (скарноиды) и мраморы. В послемагматический этап на все эти породы были наложены редкометалльные кварцево-жильные образования, причем в биотитовых и пироксеновых роговиках, возникших соответственно по алевролитам и песчаникам с карбонатным цементом, около кварцевых прожилков формируются оторочки кварц-мусковитовых грейзенов. При наложении этих прожилков на гранатовые скарноиды последние подвергались окварцеванию и перекристаллизации, что сделало их петрографически неотличимыми от скарнов. В связи с этим отметим, что типизация понятия "скарн" должна быть главным образом генетической, а не петрографической. Наиболее удачной является формулировка В.А. Жарикова [79]. Термин "скарноид" должен быть эквивалентом более раннего термина "известково-силикатный роговик". Эти породы возникали в прогрессивный этап магматизма в отличие от скарнов, образовавшихся на регрессивной ветви процесса. В связи с этим определение понятия "скарноид", данное Н.Н. Перцевым, нельзя считать удачным.

В зависимости от состава исходных пород (кальцитовых и доломитовых) среди скарнов различаются известковые и магнезиальные разновидности и соответствующие им формации. При совмещении этих двух формаций естественно ожидать, что скарны и руды одной из них

<sup>1</sup>Термин "термостатирование", обозначающий стационарность теплового потока в процессе минералообразования, введен Ф.А. Летниковым и В.А. Нарсеевым [135, 169], которые считают это условие одним из основных при формировании месторождений. Однако для скарнов этот вывод не подтверждается.

должны накладываться на скарны и руды другой. В действительности вначале образовывались магнезиальные скарны, затем известковые, а потом на них накладывалось оруденение [254]. По нашему мнению, магнезиальные и известковые скарны — это минеральные фации одной формации. Поэтому гранатовые породы, образовавшиеся по магнезиальным, следует считать просто метасоматитами, возникшими во вторую стадию развития пород магнезиально-скарновой формации, которая минералогически однотипна со скарнами известково-скарновой формации. Данный подход подтверждает экспериментально проверенное [89] положение Д.С. Коржинского о том, что чем сложнее состав исходных пород, тем больше возникает метасоматических зон до наступления равновесия. В связи с этим неоправданно применение терминов "грейзены", "пропилиты", "березиты" [79] к минеральным образованиям второй стадии скарнирования, сложным соответственно кварц-мусковитовым, кварц-эпидотовым и кварц-серицитовым парагенезисами в ассоциации с рудными минералами. Все эти метасоматиты нужно называть по минеральному составу.

2. Наблюдается отчетливая зависимость рудной нагрузки в скарнах от типов земной коры: в базифицированных блоках встречаются скарны с железным, медным, молибденовым, полиметаллическим и иногда кобальтовым оруденением, а в гранитизированных блоках — с вольфрамовым, молибденовым, оловянным и полиметаллическим. Это свидетельствует о том, что источником рудного вещества в первом случае являлись диоритовый и базальтовый слой земной коры, а во втором — гранитный. Помимо изменения типов рудных минералов, меняются также и скарнообразующие минералы. Для железо-медных месторождений главными минералами являются андрадит, салит, эпидот, актинолит, хлориты, для редкометалло-полиметаллических — гроссуляр, диопсид, везувиан и флюорит. Эти выводы почти полностью совпадают с более ранними обобщениями [94, табл. 2].

Если, вслед за Х.М. Абдуллаевым [3], различать ярусы месторождений по источнику рудного вещества, то по мере развития подвижных областей в них последовательно должны возникать месторождения нижнего, среднего и верхнего ярусов. Каждый из них характеризуется определенными геологоструктурными особенностями. Чаще всего железо-медные месторождения нижнего яруса приурочены к полям развития даек среднего и основного состава и локализируются в местах пересечения этими дайками контактов гипабиссальных и приповерхностных интрузивов, прорывающих карбонатные отложения. В связи с тем, что вокруг интрузивов наблюдается температурная зональность [25, 112], можно утверждать, что внедрение даек и формирование месторождений происходило в послемагматический период становления аллохтонных интрузивов гранодиоритов-диоритов (производных базальтовой магмы) еще до полного их остывания. В некоторых случаях месторождения локализованы также в автохтонных гранодиоритах. Однако здесь температурной зональностью уже нет, и поэтому автохтонные гранодиориты с реликтовыми участками известняков и доломитов играли роль пассивных вмеша-

ющих пород. При отсутствии даек интрузивы, как правило, безрудны. Следовательно, в ранний этап геосинклинального развития месторождения верхнего яруса не возникали, за одним исключением — эндоконтактовое месторождение Ирису.

Месторождения среднего яруса в Казахстане развиты ограниченно. Они находятся в связи с дайками кислого состава и вулканическими аппаратами, уходящими своими корнями в области зарождения кислых магм гранитного слоя. Скарны расположены в местах пересечения дайками известняков. В пределах Казахстана известно только одно полиметаллическое месторождение Кень-Шоки. Редкометалльные месторождения верхнего яруса распространены достаточно широко. Все они приурочены к ороговикованным карбонатным и силикатным породам в экзоконтактовых областях аллохтонных гранитных интрузивов со сложной формой кровли [31]. Как правило, скарны и руды пересекаются гранит-аплитовыми дайками-апофизами, что свидетельствует о формировании скарнов в магматический этап [154]. Если в составе вмещающих пород широкое распространение имели известняки и доломиты, в краевых частях гранитных интрузивов возникали гранодиориты и кварцевые диориты. В данном случае эти породы являлись производными гранитной магмы, что согласуется с представлениями В.С. Коптева-Дворникова [105] и Х.М. Абдуллаева [2].

3. Несмотря на глубинный источник рудных элементов вода скарно- и рудообразующих гидротерм имеет различное происхождение. Это относительно хорошо доказано нами для пегматитов и грейзенов [34, 38]. По скарнам соответствующие данные получены только на месторождениях нижнего яруса. Поэтому все изложенные ниже выводы следует считать предварительными.

В общем виде положение о том, что в формировании гидротерм, образовавших месторождения цветных и редких металлов, а также горного хрусталя, принимали участие воды метеорного происхождения, подтверждается геологическим и палеогеографическим анализом территории Центрального Казахстана [28]. Железородные и медные месторождения нижнего яруса локализируются в гипабиссальных и в приповерхностных условиях. В первом случае часть летучих имеет глубинное происхождение, судя по тому, что  $Ag$ , извлеченный из скарнов и окварцованных пород месторождений Гульшад и Каратас, содержит 5–8% избыточного  $^{36}Ag$ [40].

В приповерхностных месторождениях (Коунрад, устное сообщение Е.В. Пучкова и Э.Я. Польшянского) избыток легкого изотопа  $Ag$  уже не обнаружен. Таким образом, здесь в составе гидротерм играют доминирующую роль метеорные воды, а также метаморфогенные растворы с одним тяжелым изотопом ( $^{40}Ag$ ). Определить точнее роль каждой составляющей по изотопии  $Ag$  очень трудно.

Месторождения среднего яруса локализируются в приповерхностных условиях. Данных по изотопии  $Ag$  нет. Предполагается, что в этом случае растворы содержат один тяжелый изотоп ( $^{40}Ag$ ), т.е. возникли при метаморфизме в низах гранитного слоя земной коры.

Подземные воды в заметных количествах должны вовлекаться в процесс только в конце рудообразования.

При образовании редкометалльных скарновых месторождений верхнего яруса все порции гранитной магмы, из которых в дальнейшем формировались аллохтонные гипабиссальные интрузивы, поступали в эффузивно-осадочные вмещающие породы относительно "сухими" [33]. После остановки каждой такой порции магмы в палеоводообильных участках, где  $T_1 \gg T_2$ , начиналось остывание и структурное упорядочение (полимеризация) расплава, сопровождавшееся сокращением его объема на 6,4%. В условиях жесткой рамы внутреннее давление становилось намного меньше внешнего. Последнее и делало возможным подток летучих соединений и подземных вод к магматическому очагу и ассимиляцию их расплавом<sup>1</sup>. Принципиальная возможность поглощения воды сухой магмой доказана экспериментально [223, 88]. При этом если вмещающие породы были алюмосиликатными, то вовлеченные подвижные соединения практически не влияли на состав магмы, а если в разрезе находилось много карбонатных пород, то обогащенные кальцием, магнием и  $\text{CO}_2$  подземные воды превращали гранитную магму в гранодиоритовую и даже диоритовую. Такая трактовка объясняет явления ассимиляции, установленные Х.М. Абдуллаевым [2]. Дальнейшая судьба летучих зависит от свойств вмещающих пород. В ненарушенных породах интрузии имеют плоскую кровлю, поэтому при сокращении объема возникает свод, все трещины во вмещающих породах закрыты, летучие скапливаются в местах повышения кровли и в конечном счете фиксируются в пегматитах. В рассланцованных или раздробленных породах происходит надкупольное оседание, трещины в надинтрузивной области раскрываются, падение внешнего давления вызывает вскипание магмы и отделение рудоносных растворов; гидротермы превращают карбонатные и силикатные породы в скарны. Кристаллизация магмы и образование скарнов происходили одновременно. При последующем охлаждении и полиморфном превращении кварца вновь сокращался объем интрузива, что давало толчок к новому подтоку подземных вод. Так возникали более поздние минеральные парагенезисы.

4. Благодаря трудам Д.С. Коржинского [112, 114 и др.] считается, что скарнообразование на контакте силикатных пород (без уточнения фаций глубинности активных интрузивов) с карбонатными протекало на фоне постоянного тока растворов и вещества (инfiltrации и диффузии). В результате возникали зональные скарновые тела, рост которых во времени и в пространстве происходил путем

<sup>1</sup> При внедрении соскладчатых интрузий диоритов и гранодиоритов раннего этапа геосинклинального развития сокращение объема расплава компенсировалось пликативными деформациями вмещающих пород, а не вовлечением легколетучих соединений, как в посттеорогенный период. Поэтому базиты базальтоидного происхождения редко бывают рудоносными.

замещения внешних метасоматических зон внутренними и сопровождался прогрессивной десиликацией и контракцией. Однако учет тектурно-структурных особенностей скарнов на разных этапах развития [24, 26, 27] и признание активной роли подземных вод в формировании гидротерм позволили получить принципиально новую модель образования скарнов [35, 29], согласно которой все реакции протекали в застойных условиях при электрохимическом характере перемещения ионов [32], причем роста метасоматических тел не происходило, а все реакции шли только в области предварительного увлажнения пород. С течением времени увеличивалась лишь степень переработки эдуктов, вплоть до полного их замещения, при этом пироксен-плагноклазовые породы, пироксен-гранатовые эндоскарны и гранатовые экзоскарны образовывались непосредственно по исходным породам. Явления десиликации и контракции в природе не существуют [30]. Рассмотрение закономерностей появления скарнов на фоне развития подвижных областей с учетом глубинного строения земной коры позволяет утверждать, что существуют пять различных динамических схем формирования скарнов, поэтому приведенных выше схем развития процессов во времени недостаточно. Общими для всех схем являются физико-химические условия минералообразования. Во-первых, скарны возникали в породах верхнего структурного яруса, т.е. в областях значительных перепадов температуры, давления и концентрации растворов. О резко неравновесном протекании процессов свидетельствует тонкодисперсное псевдоморфное строение минеральных агрегатов. Последующая перекристаллизация, с которой связано образование руд, является мозаично-равновесной. Во-вторых, реакции скарнирования быстрые, адиабатические [32], поэтому в центральных скарноворудных телах существовали бесскарновые высокотемпературные области, существенно влиявшие на кинетику начальных типов реакций.

*С. П. Мурзаев, Б. В. Олейников*

## ПРОБЛЕМА ДОКЕМБРИЙСКИХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

С докембрийскими магнезиальными скарнами связаны месторождения флогопита и лазурита в Южном Прибайкалье и на Памире, месторождения флогопита, борных и железных руд на Алдане. Эволюция взглядов на генезис магнезиальных скарнов Южного Прибайкалья освещена в работе В.С. Соболева [211]. Он отмечает, что на первых этапах изучения этих месторождений широкое распространение получила гипотеза А.Е. Ферсмана, полагавшего, что флогопитоносные породы образовались в результате десиликации пегматитового расплава при взаимодействии его с недосыщенными кремнием породами — доломитами и ультрабазитами. Позднее

С.С. Смирновым развивалась гипотеза гидротермального происхождения флогопитоносных пород. Подчеркивалось влияние вмещающих пород- доломитов — на состав растворов. Д.С. Коржинскому [111] удалось по-новому подойти к решению вопроса. Он показал, что обе предложенные гипотезы содержали ряд правильных идей, но не могли дать полное решение вопроса без физико-химического анализа открытых систем. Он доказал, в частности, что здесь имел место биметасоматический процесс — обмен компонентами между двумя взаимно неравновесными консолидированными породами при помощи пропитывающих эти породы растворов в условиях дифференциальной подвижности компонентов. Аналогичным образом, но в условиях высокого потенциала  $\text{Na}_2\text{O}$  формировались лазуритовые месторождения Слюдянского района. В настоящее время биметасоматическая концепция генезиса Слюдянских месторождений общепризнанна.

Изучение геологии, минералогии и генезиса магнезиальных скарнов Алдана и связанных с ними месторождений флогопита и железа началось в 50-е годы. Особенно много работ было опубликовано в период 1957-1966 гг. Несмотря на то, что для месторождений Южного Прибайкалья в это время была принята биметасоматическая концепция Д.С. Коржинского, ряд исследователей Алдана развивали другие концепции, отрицающие связь флогопитоносных и рудоносных диопсидовых пород с доломитовыми мраморами и их взаимодействие с окружающими силикатными породами. Это обусловлено некоторыми различиями между флогопитовыми месторождениями Южного Прибайкалья и Алдана. На Алдане в пределах наиболее крупных месторождений широко развиты мощные субогласные, реже неправильные тела диопсидовых пород, в пределах которых в виде жил, гнезд и отдельных кристаллов концентрируется основная масса промышленного флогопита. Метасоматические жилы, секущие граниты и гнейсы, хотя и широко развиты, но не образуют лестничные системы, подобные тем, какие мы наблюдаем на месторождениях Южного Прибайкалья, и играют значительно меньшую роль в добыче флогопита.

В 40-е годы, еще до появления работы Д.С. Коржинского, когда осваивались первые флогопитовые месторождения Алдана, геологи придерживались осадочно-метаморфической концепции. Позднее она была развита в работе В.А. Галока [53]. Согласно этой концепции, пластовые тела флогопитоносных диопсидовых пород рассматриваются как продукты регионального метаморфизма осадочных пород — мергелей, а флогопитовые скопления в них и метасоматические жилы, секущие окружающие силикатные породы, — как продукты взаимного обмена компонентами между этими диопсидовыми породами и окружающими их гранитами и гнейсами. Успех этой концепции обусловлен тем, что она наиболее просто объясняет главную закономерность, используемую при разведке месторождений, — согласный в целом характер наиболее крупных продуктивных тел. Позднее эта гипотеза подверглась критике со стороны М.А. Лицарева [137], Д.А. Михайлова [155] и С.П. Мурзаева [168].

Согласно другой гипотезе, высказанной Н.Г. Судовиковым [219, 220], флогопитоносные диопсидовые породы возникли в результате прохождения фронта базификации, благодаря воздействию на различные силикатные породы железо-магнезиально-кальциевых растворов, поступающих из нижележащих участков, где развивался процесс повторной гранитизации толщ.

Одновременно последователями Д.С. Коржинского - М.А. Лицаревым, Б.М. Шмакиным, Г.Ф. Боголюбовой, Л.И. Шабыниным, С.П. Мурзаевым - развивалась скарновая, биметасоматическая концепция. Интересно, что при изучении Алданских месторождений (в отличие от Южного Прибайкалья) противоборствующие концепции развивались не последовательно, сменяя одна другую, а одновременно, в острой полемике, которая нашла отражение в докладах на сессии Межведомственной комиссии по закономерностям размещения рудных месторождений в декабре 1960 г. [82].

В 1973-1975 гг. после значительного перерыва появилась серия монографических исследований. Флогопитоносным и рудоносным диопсидовым породам Алдана посвящены книги Л.И. Шабынина [253, 254], Д.А. Михайлова [159] и С.П. Мурзаева [168]. Породы и структуры, вмещающие флогопитовые месторождения, рассмотрены в работах В.Л. Дука, М.Е. Салье и В.С. Байковой [70], З.И. Петровой, Л.К. Пожарицкой, В.М. Ройзенмана, Б.М. Роненсона и А.А. Утенкова [181]. Обобщение и анализ материалов по всем флогопитовым месторождениям мира содержится в книге И.Я. Дядькиной и М.П. Орловой [72]. Перечисленные работы отличаются более широким охватом материала. В частности, Л.И. Шабынин, Д.А. Михайлов, и С.П. Мурзаев, которые изучали Алданские месторождения еще в 50-е годы, позднее получили и использовали данные о магнезиальных скарнах многих регионов, хотя алданский материал у них явно преобладает, и сделали выводы, касающиеся генезиса не только флогопитовых месторождений Алдана, но и магнезиальных скарнов вообще. Появление этих монографий свидетельствует о начале качественно нового этапа изучения флогопитоносных скарнов - этапа теоретического осмысления собранного фактического материала. Авторы перечисленных работ в основном признают скарновую концепцию, хотя Д.А. Михайлов тогда еще не решился использовать термин "магнезиальный скарн", а концепция, развиваемая в книге З.И. Петровой и др., содержит элементы других гипотез. В то же время в этих книгах особенно резко проявились разногласия среди сторонников скарновой концепции. Самым серьезным является вопрос об эдуктах<sup>1</sup> магнезиальных скарнов и времени их замещения. Л.И. Шабынин считает, что часть магнезиальных скарнов сформировалась в магматическую стадию в процессе гранитизации доломитов.

<sup>1</sup> Термины "эдукт" и "продукт" для метасоматического породообразования не являются общепринятыми, по мнению части редколлегии (Д.С. Коржинский, Г.М. Беляев, В.А. Рудник), их употребление нежелательно. - *Прим. ред.*

Д.А. Михайлов и С.П. Мурзев относят все магнезиальные скарны, в том числе и слагающие мощные пластовые тела, к апосиликатным образованиям постмагматической стадии, сингенетичным скарновым телам, а в качестве апокарбонатных образований описывают околоскарновые кальцифиры. В книге З.И. Петровой и др., как и в работе В.А. Галюка [53], особое значение придается диопсидовым сланцам, которые рассматриваются в качестве непрямого эдукта флогопитоносных скарнов, а не как одна из возможных, но отнюдь не обязательных разновидностей исходных пород.

По нашему мнению, скарновая концепция успешно объясняет все выявленные закономерности, а открытая научная дискуссия поможет преодолеть некоторые разногласия среди сторонников этой концепции. Происхождение магнетитовой и боратовой минерализации части магнезиальных скарнов Алдана и связанных с ними железорудных месторождений Центрального Алдана вызывает более серьезные разногласия. С одной стороны, многие факты свидетельствуют об общности генезиса флогопитовых и железорудных месторождений. Такими фактами являются: а) приуроченность этих месторождений к определенным стратиграфическим уровням — к продуктивным горизонтам федоровской свиты, хотя и к различным ее участкам; б) сходство парагенезисов флогопитоносных скарновых тел и силикатной части железорудных тел; в) отдельные проявления скарновой зональности в краевых частях железорудных тел; г) наличие магнетита во флогопитоносных скарнах, в частности в осевой части флогопитоносных жил. С другой стороны, если формирование флогопитоносных скарнов может быть объяснено реакционным взаимодействием доломитов и окружающих силикатных пород, в которых находятся все компоненты этих скарнов, для железорудных месторождений, кроме того, должен быть поставлен вопрос об источнике рудного вещества. Этот вопрос, в равной степени актуальный для месторождений Алдана, Урала, Тургайского прогиба, Горной Шории и многих других районов, должен решаться в глобальном, а не в региональном масштабе и, видимо, прежде всего на примере хорошо вскрытых эксплуатируемых месторождений. Дискутируются два возможных источника железа: вмещающие вулканогенно-осадочные (для архея — метаморфические) породы, из которых вещество может частично перетлагаться в скарны; интрузивные тела, выделяющие рудоносные растворы в процессе консолидации. Исследователи не могут не только прийти к единому выводу по главным вопросам, но даже объективно оценить популярность своей и противоположной гипотез. Так, В.М. Григорьев [63, с. 88] пишет: "Геологи долго были в плену так называемой контактово-метасоматической гипотезы происхождения магнетитовых месторождений... Такие месторождения существуют, но удельный вес их невелик. Существует и другая гипотеза — вулканогенно-осадочного происхождения этих руд. Она имеет сейчас главное значение для расшифровки возникновения "стратиформных"... залежей", а Ф.И. Вольфсон и А.В. Дружинин [51], описывая месторождения этого типа как контактово-

метасоматические, даже не упоминают о существовании вулканогенно-осадочной гипотезы.

На примере Алданских месторождений железа осадочно-метаморфическая концепция разрабатывалась Д.П. Сердюченко [204, 205] и В.А. Перваго [176], а скарновая — Л.И. Шабыниным [250-254]. Последние годы научно-исследовательские работы на этих месторождениях не ведутся. Однако поскольку большое число исследований, проведенных на хорошо вскрытых и даже в значительной мере отработанных месторождениях других регионов, не привело к решению проблемы, едва ли можно надеяться, что новый материал, который может быть получен при возобновлении работ на Алданских месторождениях, позволит разрешить затянувшийся спор. Имеющиеся противоречия связаны, видимо, не столько с недостатком фактического материала, сколько с его противоречивостью и, как следствие, с различной его трактовкой. Поэтому нужен не только новый фактический материал, но и новые гипотезы, способные объяснить факты, которые сейчас представляются нам противоречивыми.

*Д. А. Михайлов*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ В ДОКЕМБРИИ

В древних кристаллических комплексах ряда регионов докембрия широко распространены диопсидовые породы, содержащие, помимо диопсида, полевые шпаты, скаполит, шпинель, амфибол, флогопит, а также разнообразную рудную минерализацию. Вопросы их геологического положения и условий формирования на протяжении многих десятилетий вызвали острую дискуссию. В генетическом аспекте эти породы рассматривались как продукты: а) контактового изменения доломитовых мраморов под воздействием гранитной магмы или связанных с ней растворов; б) дифференциации основной, ультраосновной или гибридной пегматитовой магмы, обогащенной водой, ассимилировавшей доломиты и внедрившейся в виде даек; в) кристаллизации в открытых трещинах из надкритических растворов, отделившихся от гранитной магмы; г) регионального метаморфизма магнезиальных известняков и мергелей с примесью различных рудогенных элементов, затем метасоматически частично измененных под воздействием гранитов; д) базификации, сопряженной с подъемом фронта гранитизации. После фундаментальных исследований Д.С. Коржинского [111], доказавшего метасоматическое происхождение флогопитоносных диопсидовых пород и их генетическую связь с доломитовыми мраморами в пределах Слюдянского месторождения, эти породы стали именоваться магнезиальными скарнами и рассматриваться как продукт гранитизации доломитовых мраморов. Гранитную магму считали источником рудных элементов.

Выявленное в последние годы сложное геологическое строение и положение комплекса диопсидовых пород, слагающих мощные рудные тела пластообразной формы в пределах флогопитовых и магнетитовых месторождений Алданского щита среди сложно дислоцированных кристаллических сланцев и гнейсов, обусловило существенные разногласия в оценке роли процессов седиментации, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и метасоматизма в формировании этого комплекса рудоносных пород. Как показали наши исследования, сложность проблемы генезиса рудоносных диопсидовых пород заключалась в наличии среди них разных генетических групп, образованных в разные этапы геологического развития метаморфических толщ, формировавшихся при неоднократном проявлении процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и дислокаций, а также в морфологическом многообразии комплекса рудоносных диопсидовых пород, относящихся к магнезиальным скарнам [159]. Покажем это на примере Алданского щита (см. таблицу).

Более 3000 млн. лет назад в первый период диастрофизма, отвечавший времени раннего регионального метаморфизма гранулитовой фации, были образованы метаморфические диопсидовые породы, залегающие в виде согласных маломощных прослоев среди кристаллических сланцев основного состава, часто в ассоциации с доломитовыми мраморами и лишенные какого-либо оруденения. Во второй период диастрофизма, характеризовавшийся проявлением регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации, складчатыми и разрывными дислокациями, образованием различных генетических и возрастных групп гранитоидов, произошло формирование различных Mg-Ca метасоматитов, относимых к формации магнезиальных скарнов, определенные разновидности которых содержат разную рудную минерализацию (фиг. 1). Результаты изучения рудоносных магнезиальных скарнов показали, что их образование, так же как и появление в них тех или иных руд, контролировалось литологическими и геохимическими особенностями метаморфических толщ, характером повторного метаморфизма, складчатых и разрывных дислокаций.

Повторный региональный метаморфизм в кристаллических толщах Алданского щита носил диафорический характер и протекал с участием водных растворов, которые и способствовали широкому проявлению ультраметаморфизма, гранито- и скарнообразования. В участках залегания доломитовых мраморов, претерпевших повторное рассланцевание и перекристаллизацию, водные растворы были насыщены углекислотой и с наступлением регрессивной стадии избирательно растворяли из мраморов доломит. Взаимодействие магнезиально-кальциевых растворов с окружающими алюмосиликатными породами сопровождалось образованием зональных магнезиальных скарнов. Первоначально, т.е. после консолидации метаморфических пород и формирования синскладчатых гранитоидов, такое взаимодействие протекало лишь в контактах мраморов с гнейсами, мигмати-

Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита

Период диастрофизма	Характер геологических процессов	Порода	Объект (число определений)	Радиологический возраст, млн. лет		Принятый возраст процесса, млн. лет
				K-Ar	Изохронный U-Pb-Th	
1	2	3	4	5	6	7
	Внедрение даек основных пород	Диабаз	<i>Вал. пр.</i> (1)	1550±100	-	1550
	Жесткие дислокации с последующим внедрением постскладчатых гранитов и пегматитов и образованием маломощных зон <i>Гр</i> скарнов	Гранит-пегматит Бластомилонит	Ортит (4) <i>Амф</i> (4) <i>Би</i> (5) <i>Вал. пр.</i>	1750±50 1770±50 1850±50	1700±120	1850- 1700
	Образование магнезиальных флогопитоносных и магнетитоносных скарнов	<i>Ди-Амф-Фл.</i> <i>Мж</i> метасоматиты с ортитом и сфеном	Ортит (6) <i>Амф</i> (5) <i>Фл</i> (9) <i>Ди</i> (2)	1910 1950 2070	1900±100	
Второй	Внедрение позднескладчатых гранитов с образованием маломощных зон <i>Пи-Гр</i> скарнов	Тимптонская и желтулинская сери	Гранит	<i>Би</i> (4) <i>Би</i> (4)	1900±50	1900±75
		Ингрская серия	"	Ортит (6) <i>Би</i> (10)	1950±100	1900±85
	Ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации, формирование синскладчатых гранитов, би-метасоматизм	Гранито-гнейс <i>Ди</i> порода	<i>Вал. пр.</i> (1) <i>Ди</i> (5)	2150±220*	2130±10**	
	Диафторез пород ингрской, тимптонской и желтулинской серий	<i>Пи-Амф</i> <i>Кр. сл.</i> Кварцит Мрамор	<i>Сф</i> (4) <i>Цир</i> (2) <i>Ап</i> (1)	- - -	1975±65 2100±500 1870	2150- 1950

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Вторая	Региональный метаморфизм амфиболитовой фации, прогрессивный для субганского и унгринского комплексов	<i>Сил-Анд</i> двуслановой <i>Кр. сл.</i> <i>Амф Кр. сл.</i> <i>Пи-Амф Кр. сл.</i> с про- слоями <i>Ди</i> пород	<i>Му</i> (2) <i>Амф</i> <i>Амф</i> (3) <i>Ди</i> (2)	1960±50 1880±50 1965±50 2000±300	- - -	
	Ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации, формирование гранитоидов	Чарнокит	<i>Гип</i> (1)	2880±50	-	
Первая	Региональный метаморфизм гранулитовой фации Высоких давлений для тимптонской и желтулинской серий	<i>Пи-Амф Кр. сл.</i> с про- слоями <i>Ди</i> пород	<i>Амф</i> (2)	2400±50	2660	>3000
	Низких давлений для ингрессивной серии	То же	<i>Амф</i> (2) <i>Пла</i> (3) <i>Ди</i> (9)	2800±100 - 4200±500*	-	2800***
		Мрамор <i>Кр. сл. ос- новного со- става</i>	<i>Вал. пр.</i> (4) <i>Вал. пр.</i>	- -	-	3150± ±450** 3400± ±200**

\* Возраст, вычисленный по изохроне.

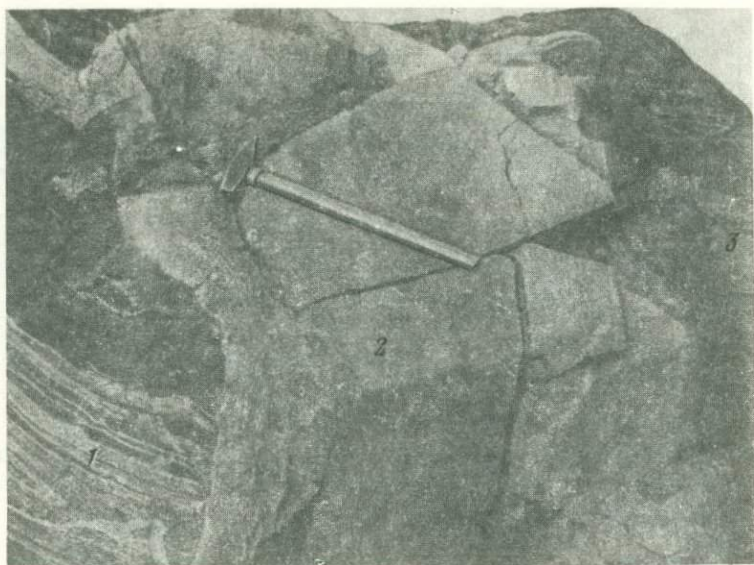
\*\* По данным В.А. Рудника и Э.В. Соболевича.

\*\*\* Модельный возраст.

Минеральные фракции извлечены из пород коллекции автора. В скобках указано число независимых определений по разным объектам. Определения проведены в лаборатории ИГД АН СССР С.З. Яковлевой, Т.В. Кольцовой (К-Аг метод), О.А. Левченковым, Г.В. Овчинниковым (U-Pb-Th метод), кроме отмеченных звездочками.

Примечания редколлегии. 1. Автор не учел радиологических данных, противоречащих развиваемой им модели (см. кн.: Геохронология СССР, Т. 1. Докембрий СССР. Л.: Недра, 1973, с. 228-254). 2. Для данных К-Аг возраста приводимые погрешности не согласованы ни со статистической вероятностью, ни с аналитической точностью метода, которые, как правило, не лучше 5-10%.

тами и гранитами и приводило к образованию сравнительно мало-мощных (десятки сантиметров) контакто-реакционных магнезиальных скарнов, лишенных флогопитового или магнетитового оруденения (фиг. 2). Контактно-реакционные диопсидовые оторочки формировались также и вокруг будинированных прослоев среди мраморов и инъекционных тел гранитов, внедрившихся в пакки мраморов и блокированных затем при вторичном расслаивании мраморов. Важ-

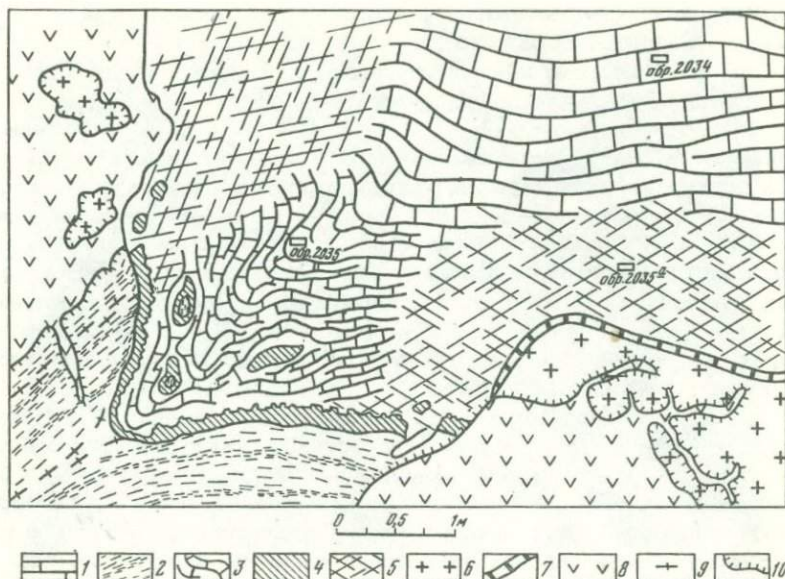


Фиг. 1. Мигматизированный кристаллический сланец основного состава с будинами метаморфических диопсидовых пород (1) пересекается гранитами (2), которые замещаются жильными флогопитоносными скарнами (3). Флогопитовое месторождение Эмельджак

но подчеркнуть, что образование контактово-реакционных скарнов происходило не в стадию внедрения гранитов в мраморы, а после их кристаллизации и блокирования вследствие дифференциальных движений, сформировавших зоны рассланцевания, по которым и проникали растворы, вызвавшие метасоматическое преобразование пород. Замещение контактово-реакционными магниезиальными скарнами натриевых гранитов, внедрившихся в мощные пачки мраморов, при ряде других благоприятных факторов приводило в пределах других регионов к возникновению лазуритсодержащих минеральных ассоциаций.

При дальнейшем падении температуры, общего давления и давления  $\text{CO}_2$  в мраморах начались интенсивная дедоломитизация и формирование кальцифиров. Это сопровождалось резким уменьшением объема мраморов и усилением трещиноватости в окружающих алюмосиликатных породах, где и начали протекать процессы инфильтрационного метасоматизма.

Образование контактово-реакционных и инфильтрационных магниезиальных скарнов разделено во времени внедрением позднекладчатых гранитов. Характерно, что на участках залегания мраморов эта фаза гранитообразования представлена субщелочными диопсидовыми гранитами и сиенитами, а за их пределами — обычными аляскистовыми гранитами. Следовательно, Mg-Ca растворы не связаны с



Фиг. 2. Последовательное изменение мраморов и их взаимоотношений с алюмосиликатными породами (флюгопитовое месторождение)

1 — форстеритовые мраморы; 2 — мигматизированные гнейсы с прослоями синскладчатых гранитов; 3 — повторно рассланцованные диопсидовые мраморы и кальцифиры; 4 — контактово-реакционные оторочки диопсида, замещившего будины алюмосиликатных пород в мраморах и в зонах контактов мраморов с гнейсами и мигматитами; 5 — крупнокристаллические массивные кальцитовые мраморы; 6 — позднескладчатые граниты; 7 — маломощные зоны известковых скарнов пироксен-гранатового состава; 8 — жильные магнезиальные флюгопитоносные скарны; 9 — сланцеватость; 10 — диопсид-скаполитовые породы

гранитами. Наоборот, ассимиляция растворов внедрявшейся магмой в участках залегания мраморов приводила к формированию субщелочных разновидностей позднескладчатых гранитов. Внедрение позднескладчатых гранитов в пачки мраморов и кальцифиров сопровождалось образованием маломощных контактово-реакционных известковых безрудных скарнов пироксен-гранатового состава.

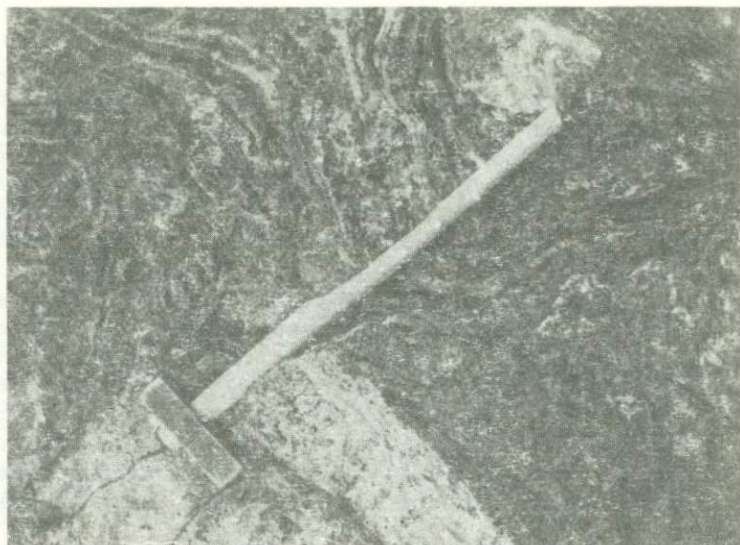
Формирование зональных инфильтрационных магнезиальных скарнов с замещением различных алюмосиликатных пород сопровождалось привнесом из мраморов магния и кальция, в то время как кремнезем, глинозем и щелочи заимствовались из замещаемых пород. По породам, обогащенным кварцем, развивались магнезиальные скарны с преобладанием диопсида, и по более глиноземистым породам — с большим содержанием шпинели, амфибола и флюгопита. Поэтому образование крупных масс флюгопита в магнезиальных скарнах конт-

ролировалось, помимо других факторов, содержанием глинозема и щелочей в породах субстрата.

Другим фактором, контролировавшим размеры залежей флогопита в магнезиальных скарнах, является масштаб скарнообразования. Mg-Ca растворы, циркулируя вблизи мраморов по зонам наложенной сланцеватости в кристаллических сланцах и гнейсах, претерпевших повторную складчатость, вызывали метасоматическое замещение этих пород магнезиальными скарнами, которые унаследовали полосчатость и складчатость пород субстрата и внешне сходны с метаморфическими породами (фиг. 3). При формировании мощных тел инфильтрационных магнезиальных скарнов в них возникали контракционные трещины, вдоль которых происходила интенсивная перекристаллизация с образованием гигантокристаллических мономинеральных масс флогопита.

Масштабы скарнирования в свою очередь зависели от характера структурной и метаморфической перестройки гранулитового субстрата. В участках локального проявления повторных складчатых и разрывных деформаций и метаморфизма узкие зоны структурной перестройки являлись путями инфильтрации значительно большей массы растворов, чем в районах площадного развития диафтореза, где растворы рассредоточивались по всей кристаллической толще, без значительного по масштабам эффекта метасоматических преобразований. Именно поэтому флогопитовые месторождения во всех регионах докембрия расположены на площадях развития толщ гранулитовой фации, локально испытывавших в узких зонах наложенный метаморфизм амфиболитовой фации и интенсивные повторные складчатые дислокации.

Определяя условия образования магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах, необходимо иметь в виду следующее. Магнетит, присутствующий в магнезиальных скарнах, не является членом метасоматической колонки, т.е. его появление не связано со сменой одной минеральной ассоциации другой. Он кристаллизовался в заключительную кислотную стадию метасоматического процесса вместе с кальцитом и сульфидами, накладываясь на уже сформированную метасоматическую колонку, но локализуясь преимущественно в тыловых зонах, имевших наибольшую пористость. Поэтому на месторождениях Алданского щита развиты различные по минеральному составу руды: *Ск-Ди-Мт*, *Амф-Ди-Мт*, *Фл-Ди-Мт*. Помимо этого, магнетит кристаллизовался в мраморах и кальцифирах, примыкавших к телам магнезиальных скарнов. Здесь в магнетитовых рудах наблюдаются реликты алюмосиликатных минералов: *Ди*, *Амф*, *Фл*, *Фо*. Необходимо также иметь в виду характер распределения железорудных месторождений в докембрии Алдана: они расположены только там, где кристаллические толщи подверглись диафторезу на значительной площади. В других частях этого региона магнетитовое оруденение в магнезиальных скарнах отмечено в незначительных концентрациях на некоторых флогопитовых месторождениях (Эльконка, Верхне-Эмельджакское, Участок Седьмой и др.) и тоже там, где



Фиг. 3. Диопсид-амфибол-флогопитовый скарн с унаследованной текстурой замещенной плейчатой породы

в породах, вмещающих магнезиальные скарны, диафторез проявлен в более значительной степени, чем в пределах других флогопитовых месторождений.

С диафторическими преобразованиями гранулитового субстрата было связано появление рассеянной в метаморфических породах вкрапленности магнетита, которая послужила источником железа для формирования магнетитовых руд, локализованных в магнезиальных скарнах. Последние можно рассматривать как своеобразные структурные (повышенная пористость) и геохимические (основной состав) ловушки.

Таким образом, дислокации и повторной региональный метаморфизм не только вызывали появление вокруг мраморов различных по размерам тел магнезиальных скарнов, но и наряду с особенностями геохимии метаморфической толщи влияли на состав рудной минерализации. Именно поэтому флогопитовые и железорудные месторождения, развитые в пределах Алданского шита в одной и той же стратифицированной толще, содержащей доломитовые мраморы, пространственно разобщены.

При диафторических преобразованиях пород кристаллических толщ углекислые растворы выщелачивали из них также фосфор, бор, редкоземельные и другие элементы, которые концентрировались в телах магнезиальных скарнов в виде различных руд. Учитывая малую подвижность бора и фосфора при метасоматических процессах, можно предположить, что их концентрация в магнезиальных скарнах определялась в первую очередь наличием этих элементов в замеща-

шихся скарнами породах. Так, встречающаяся в магнезиальных скарнах Алданского щита борная минерализация приурочена к участкам, где во вмещающей толще залегают турмалиносодержащие гнейсы и кварциты. Значительные концентрации апатита в магнезиальных скарнах Слюдянского флогопитового месторождения в Прибайкалье, а также в пределах флогопитовых месторождений Канады и Кореи связаны с развитием в участках проявления магнезиальных скарнов мощных пачек апатитоносных кварцитов, кристаллических сланцев и мраморов. Как показали наши исследования, составом вмещающих пород определялось также и образование в метасоматитах ряда минералов, обогащенных редкими землями. Развитие в магнезиальных скарнах о-ва Мадагаскар уран-ториевой и железорудной минерализации определяется, по-видимому, не только обогащенностью этими элементами вмещающих пород, но и достаточно широким по площади проявлением диафтореза в породах гранулитовых комплексов, вмещающих магнезиальные скарны. Диафторические процессы способствовали миграции и переотложению радиоактивных элементов; последние могли концентрироваться в телах метасоматитов, служивших структурными и геохимическими ловушками.

Полученные для Алданского щита данные о закономерностях размещения рудоносных магнезиальных скарнов и об их месте в истории геологического развития кристаллических комплексов полностью подтверждаются фактическим материалом относительно геологического развития других докембрийских магнезиально-скарново-рудных провинций: 1) во всех регионах магнезиальные скарны расположены в областях раннего докембрия, где развиты доломитовые мраморы; 2) ранний региональный метаморфизм в этих регионах везде отвечает гранулитовой фации; 3) образование магнезиальных скарнов не зависело от вариаций условий раннего регионального гранулитового метаморфизма, которые фиксируются в древних толщах, содержащих магнезиальные скарны, и выражаются в разной глубинности этих комплексов; об этом свидетельствует также разобщенность этих геологических процессов во времени; 4) не установлена прямая генетическая связь магнезиального скарнирования с внедрением гранитов в мраморы; 5) во всех регионах до возникновения магнезиальных скарнов проявилось несколько фаз гранитообразования. Если бы появление магнезиальных скарнов определялось воздействием гранитных интрузий на карбонатные породы, то описываемые метасоматические образования были бы характерны для каждой интрузивной фазы. Однако воздействие гранитов на мраморы выражено лишь в развитии маломощных зон контакто-реакционных безрудных магнезиальных скарнов. Хотя время формирования магнезиальных скарнов, содержащих разнообразное оруденение, различно в разных регионах, их положение в последовательности геологических событий вполне определенное и совпадает с последним периодом структурной и метаморфической перестройки древних глубоко метаморфизованных комплексов (см. таблицу).

На Алданском и Сино-Корейском щитах, а также в Прибайкалье этот период консолидации совпал с завершением раннепротерозойской орогении, поэтому флогопитовые и другие месторождения формации магнезиальных скарнов имеют сравнительно древний возраст — 1900 млн. лет. В пределах Канадского щита образование рудоносных магнезиальных скарнов связано с гренвиллской эпохой орогении — 900–1000 млн. лет, на о-ве Мадагаскар — с мозамбикской орогенией, а в Антарктиде — с русской складчатостью и метаморфизмом позднепротерозойского диастрофизма (550–600 млн. лет).

Следует отметить, что в каждом из этих регионов докембрия время проявления диафтореза амфиболитовой фации и процессов магнезиального скарнообразования в древних гранулитовых комплексах совпадает с периодом формирования в пределах этих территорий осадочно-метаморфических толщ, которые претерпевали в указанные периоды диастрофизма прогрессивный региональный метаморфизм. В пределах Алданского щита — это унгринский и субганский комплексы, Прибайкалья — свиты камчадальская и соснового байца, Юго-Западного Памира — аличурская серия, Канадского щита — гренвиллская серия, о-ва Мадагаскар — серия Дорена-Миланда, Антарктиды — русская система. Наличие подобных толщ, породы которых испытывали прогрессивный региональный метаморфизм, позволяет рассматривать их как источник растворов, производивших диафторез в древнем гранулитовом субстрате и вызвавших при этом формирование магнезиальных скарнов вблизи пачек доломитовых мраморов. Поэтому приуроченность магнезиальных скарнов во всех докембрийских регионах во времени к этапам завершения повторной складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма, а в пространстве — к зонам вторичной активизации является выражением реакции древнего субстрата на более позднюю структурную и метаморфическую перестройку.

На примере изучения магнезиальных скарнов докембрия отчетливо выявляется большое минерагеническое значение процессов диафтореза, проявленных в древних глубоко метаморфизованных комплексах. Как показывают результаты геохимических исследований, прогрессивный региональный метаморфизм лишь фиксировал первично-осадочные концентрации тех или иных элементов, миграция которых в водных растворах была затруднена: в основном подобные элементы покидали породы еще в стадию литификации, т.е. раньше, чем в них были достигнуты  $T-P$  условия, необходимые для проявления метасоматических процессов, формирующих эндогенное оружие. Поэтому именно диафторез ранее метаморфизованных толщ служил важнейшей предпосылкой для осуществления инфильтрационных метасоматических процессов, ибо именно в этих условиях достигались необходимые давление и температура, в результате чего осуществлялась миграция значительных масс водных растворов по зонам повторных складчато-разрывных дислокаций. Поскольку в условиях высокотемпературного диафтореза, сопровождавшегося насыщением кристаллических толщ водой, происходило в значительных

масштабах плавление пород, образовывавшиеся магматические очаги поглощали водную фазу, которая не могла сосуществовать с расплавом. Поэтому в кульминационную стадию ультраметаморфизма инфильтрационные метасоматические процессы в значительных масштабах не протекали. С наступлением регрессивной стадии метаморфизма и ультраметаморфизма водные растворы, высвобождаемые после кристаллизации и консолидации магматических масс, приобретающая определенную геохимическую специализацию, в благоприятных структурных зонах производили метасоматическую переработку пород субстрата.

В ряде регионов докембрия, помимо магнезиальных скарнов, в участках проявления диафтореза пород древних толщ нередко развито эндогенное оруденение, связанное с другими формациями метасоматитов. При этом выявляется определенная закономерность в локализации месторождений в зависимости от температурных условий диафтореза (зеленосланцевая или амфиболитовая фация) и особенностей литологии и геохимии кристаллических толщ. Все это указывает на то, что одним из определяющих факторов образования эндогенного оруденения в докембрии служило проявление в пределах древних складчатых областей зон активизации с широким развитием процессов диафтореза и повторных дислокаций.

*В. И. Кицул, С. П. Мурзаев, В. С. Шкодзинский*  
**СКАРНООБРАЗОВАНИЕ В ЭВОЛЮЦИИ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

В проблеме генезиса магнезиальных скарнов глубинных метаморфических комплексов в настоящее время наиболее дискуссионным является вопрос о месте скарнообразования в эволюции метаморфизма и связанного с ним мигматито- и гранитообразования.

Согласно представлениям Л.И. Шабынина [253], большая часть магнезиальных скарнов сформировалась в магматический этап в результате гранитизации магнезиально-карбонатных пород. В постмагматическую стадию происходила амфиболизация и флогопитизация магнезиальных скарнов магматического этапа, а также формирование постмагматических магнезиальных скарнов, к которым, в частности, относятся жилы, секущие силикатные породы. М.А. Липцарев, признавая на Алдане существование магнезиальных скарнов обеих стадий, считает, что они в основном постмагматические. Согласно нашей точке зрения [168], разделяемой также Д.А. Михайловым, все магнезиальные скарны флогопитовых месторождений Алданского щита возникли в постмагматическую стадию за счет силикатных пород. Формирование магнезиальных скарнов в предшествующие этапы если и имело место, то результаты его в настоящее время не могут быть установлены, так как продукты этого процес-

са полностью переработаны постмагматическими скарнами. Некоторую часть приконтактных магнезиальных скарнов Д.А. Михайлов относит к более древним, чем граниты и мигматиты, образованиям.

Рассмотрим фактические данные по затронутым вопросам. В пределах флогопитовых месторождений Алдана магнезиальные скарны образуют тела трех морфологических разновидностей: оторочки, во-круг пластов и линз доломитовых мраморов, мощные согласные, реже неправильные магнезиально-скарновые тела и магнезиально-скарновые жилы, секущие различные силикатные породы. В пределах месторождений флогопита магнезиально-скарновые тела просторанственно связаны между собой и по существу являются частями одного скарнового тела сложной конфигурации.

Преимущественно постмагматический и апосиликатный характер магнезиально-скарновых жил наиболее ясен и не вызывает каких-либо разногласий. Они развиты исключительно в силикатных породах (гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах) по системе различно ориентированных, часто прямолинейных трещин, не несут следов пластической деформации или плавления и лишь на некоторых месторождениях секутся жилками постфлогопитовых гранитных пегматитов, которые также контролируются системой прямолинейных трещин. Метасоматические колонки магнезиально-скарновых жил одностадийные, о чем свидетельствуют следующие данные: границы всех биминеральных зон субпараллельны, внутренние зоны никогда не занимают секущего положения по отношению к внешним; каждая внутренняя зона более магнезиальная по отношению к внешней, что указывает на формирование их при последовательном возрастании магнезиальности раствора к центру жилы или, в более общем виде, при направленном изменении одного фактора равновесия; в местах пересечения диопсид-флогопитовых зон и флогопитовых скоплений постфлогопитовыми пегматитовыми жилками в последних наблюдаются маломощные диопсид-плагноклазовые и диопсид-скаполитовые оторочки, по составу идентичные краевым зонам магнезиально-скарновых жил. Появление этих оторочек может быть вызвано воздействием на гранит только растворов, равновесных с диопсид-флогопитовой зоной, а не каких-либо растворов предшествующей стадии. Следовательно, и формирование идентичных краевых зон возможно под действием тех же растворов, которые обусловили появление внутренних зон.

Постмагматический апосиликатный и односторонний характер мощных, преимущественно субсогласных тел доказывается прежде всего полной идентичностью структуры, состава и последовательности развития метасоматических парагенезисов и состава отдельных минералов в этих телах и в секущих жилах. В субсогласных телах почти повсеместно наблюдаются реликты силикатных пород, а в некоторых участках реликтов настолько много, что эти тела постепенно переходят в штокверк, состоящий из секущих жил. Мощные магнезиально-скарновые тела образовались при интенсивном замещении силикатных пород по сети трещин в результате более

или менее полного смыкания отдельных скарновых жил. Единственной особенностью этих тел является субсогласное (но в деталях обычно секущее) залегание, как правило, на продолжении пластов и линз магнезиально-карбонатных пород. Однако это объясняется преимущественно движением магнезиальных растворов (или диффузией магния) по литологическим границам и кристаллизационной сланцеватости.

Наиболее сложно установить состав исходной породы для магнезиально-скарновых оторочек, развитых на контакте магнезиально-карбонатных и силикатных пород. Поскольку геологическое положение тел в равной степени допускает их развитие по любой из контактирующих пород, характер эдуктов должен устанавливаться для каждой зоны в отдельности. В этом случае помогает аналогия с секущими жилами и телами, апосиликатный характер которых показан выше. Поскольку все зоны и петрографические разновидности магнезиальных скарнов, слагающие эти оторочки, встречаются и в апосиликатных телах, мы можем утверждать, что и магнезиальные скарны, слагающие оторочки, тоже апосиликатные. Кроме того, через ряд метасоматических реакций и собирательную перекристаллизацию прослеживается преемственность состава магнезиальных скарнов от силикатных пород, тогда как признаки унаследования инертных компонентов от карбонатных пород отсутствуют. Наконец, на многих месторождениях можно наблюдать переходы в пространстве таких оторочек в жилы и в мощные согласные скарновые тела. В оторочках мощностью более 1 м, как правило, можно наблюдать реликты силикатных пород, а это свидетельствует о том, что механизм формирования этих оторочек сходен с механизмом образования мощных тел, но характеризуется несколько большей ролью миграции магния перпендикулярно плоскостям напластования.

Постмагматическое и частично позднемагматическое происхождение магнезиальных скарнов становится понятным, если рассмотреть эволюцию флюидного режима в ходе метаморфизма и мигматитообразования. Среди вмещающих пород флогопитоносных магнезиальных скарнов преобладающую по объему часть составляют мигматиты, формирование которых так или иначе связано с процессами анатексиса [266]. В эволюции мигматизированных метаморфических пород могут быть выделены четыре стадии: прогрессивная доанатектическая, прогрессивная анатектическая, регрессивная анатектическая и регрессивная постанатектическая.

В доанатектическую стадию в метаморфических породах отсутствовал анатектический расплав, поэтому породы еще достаточно жестки, трещиноваты и проницаемы для растворов. В связи с этим вода, выделявшаяся при метаморфических реакциях дегидратации, быстро удалялась, и зоны с высокой концентрацией летучих, необходимой для интенсивного скарнообразования, не возникали. На этой стадии за счет карбонатно-силикатных пород формировались метаморфические скарноиды (см. фигуру), в которых реагирующие

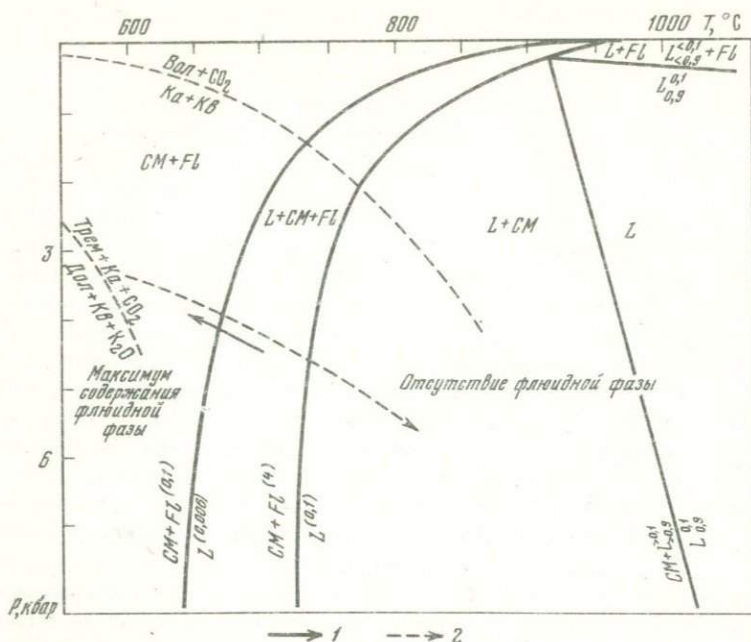


Диаграмма агрегатного состояния кварц-двуполевошпатсодержащих метаморфических пород с 0,9 вес.%  $H_2O$  и 0,1 вес.%  $CO_2$  и условий образования магнезиальных скарнов (1) и скарноидов (2) Алданского щита

Поля агрегатного состава мигматитов построены в соответствии с  $P - T$  диаграммой для системы гранит - вода - углекислота [265], линии декарбонатизации - по данным В.И. Кицула [98, 303]. Индексы у символа расплава - содержание в нем  $CO_2$  (верхний) и  $H_2O$  (нижний), вес.% и  $CO_2/(H_2O:CO_2)$  (верхний в скобках)

минералы непосредственно контактируют друг с другом, а на контакте силикатных и карбонатных пород, по-видимому, возникали маломощные магнезиально-скарновые оторочки.

На прогрессивной анатектической стадии почти во всех кварцсодержащих метаморфических породах образовывался расплав, который интенсивно растворял летучие, что по мере увеличения температуры должно было приводить к полному исчезновению флюидной фазы. В этом можно убедиться с помощью следующего расчета. По данным Н.Л. Добрецова, в условиях эпидот-амфиболитовой фации, т.е. в преданатектическую стадию метаморфизма, в поровом флюиде вода составляет 80% и более. Примем содержание воды во флюидной фазе равным 90%. Тогда при содержании флюидов 1 объемн. %, водно-углекислотном его составе и плотности  $1 \text{ г/см}^3$  содержание флюидной воды в породе составит примерно 0,3%, а углекислоты - 0,06%. При свойственных федоровской свите  $P_d \sim$

~ 5-6 кбар и  $T = 750-850^{\circ}\text{C}$  растворимость воды и углекислоты в гранитном расплаве, судя по диаграмме для системы гранит - вода - углекислота [265], равна соответственно 5 и 0,5%. Как показали расчеты, содержание анатектического жильного материала, т.е. расплава, в кульминационный этап метаморфизма составляло в среднем около 30 объемн. %. Такое количество расплава способно растворить около 1,5 вес. %  $\text{H}_2\text{O}$  и 0,15 вес. %  $\text{CO}_2$ , что примерно в 5 и 2,5 раза больше, чем содержалось соответственно воды и углекислоты в преанатектическом флюиде. В рассматриваемых  $P-T$  условиях флюидная фаза должна была полностью раствориться в расплаве, и последний должен быть недосыщен  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , что отражено на диаграмме. Ввиду отсутствия или очень малого содержания флюидной фазы в мигматитах, слагающих преобладающую по объему часть высокотемпературных метаморфических комплексов, метасоматическое магнезиальное скарнирование в прогрессивную анатектическую стадию не могло происходить в существенных масштабах, хотя преобразование магнезиальных скарнов могло и продолжаться.

В регрессивную анатектическую стадию (от кульминационного этапа метаморфизма до кристаллизации последних анатектических расплавов) при понижении температуры вследствие выделения летучих из кристаллизовавшихся расплавов в мигматитах вновь проявлялась флюидная фаза (преимущественно в конце стадии), количество которой увеличивалось, достигая максимума в период полной кристаллизации анатектических расплавов, т.е. на границе с регрессивной постанатектической стадией. Главным образом в этот период внедрялись и кристаллизовались аллохтонные граниты, что также сопровождалось выделением летучих. Спаянные кристаллизующимся расплавом породы были еще малопроницаемы, поэтому выделявшиеся из расплава летучие могли концентрироваться в локальных зонах разрывов, возникавших вследствие сокращения объема кристаллизовавшихся расплавов. Если такие зоны располагались на контакте силикатных и карбонатных пород, то в них начинались интенсивные метасоматические процессы магнезиального скарнообразования. Выделение при магнезиальном скарнообразовании щелочей, особенно калия, и поглощение кремнекислоты приводило к ошелачиванию и десиликации последних порций остаточных расплавов и вмещающих кристаллических пород с формированием диопсидовых сиенитов, граносиенитов, гранитов и гнейсов.

Магнезиальное скарнообразование должно было продолжаться, достигая максимума в начале регрессивного постанатектического (постмагматического для гранитов) этапа, т.е. после кристаллизации анатектических расплавов. После полной кристаллизации расплавов выделение летучих прекращалось, но некоторое время были возможны конвективная циркуляция застойных растворов и диффузия растворенных в них компонентов. В связи с жесткостью пород в последних, возможно, существовала система трещин, по которым на удалении от карбонатных пород развивались скарны до тех пор,

пока выделявшаяся вода не расходовалась на регрессивные реакции дегидратации или постепенно не уходила за пределы системы.

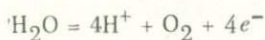
Таким образом, анализ эволюции метаморфических толщ позволяет сделать вывод, что наиболее благоприятны для магнезиального скарнообразования самый последний этап регрессивной анатектической и начальный этап регрессивной постанатектической стадии метаморфизма. Это согласуется с приведенными выше данными о преимущественно постмагматическом происхождении магнезиальных скарнов. Магнезиальное скарнообразование является закономерным этапом в эволюции карбонатсодержащих метаморфических комплексов, в связи с чем распространение скарнов во многом должно определяться  $P-T$  условиями метаморфизма. В малоглубинных высокотемпературных комплексах должны были существовать наиболее благоприятные условия для магнезиального скарнообразования, поскольку в них широко проявлены процессы анатексиса, а следовательно, и позднего постмагматического флюидообразования. Это согласуется с наиболее широким распространением флогопитоносных магнезиальных скарнов на Алданском шите в федоровской свите, относительно малоглубинной, но достаточно высокотемпературной [97].

*Е. Н. Граменицкий*

## РОЛЬ КИСЛОТНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОНАЛЬНОСТИ СКАРНОВ

Изменение кислотности флюидов в течение гидротермального цикла является, по современным представлениям, главной причиной рудоотложения. Проблема оценки относительной кислотности метасоматитов становится ключевой для понимания их специализации на различные типы полезных ископаемых. В связи с этим в настоящей работе рассматриваются различия в кислотности скарнов разных месторождений или рудных тел в больших рудных полях; изменение кислотности в метасоматической колонке скарнов.

Наиболее распространенные известковые скарны нормальной и пониженной щелочнометалльности рассмотрим с применением количественной диаграммы  $\mu_{O_2} - T$  (фиг. 1). При расчете ранее опубликованных вариантов этой диаграммы [61] принималась активность  $Fe_3O_4$ , равная 1 или 0,8. В первом случае на диаграмме не находили места парагенетические ассоциации скарнов типичных магнетитовых месторождений, во втором — ряда редкометалльных. В настоящем варианте принята  $a_{Fe_3O_4} = 0,9$ . Рассматриваемые два фактора через равновесие диссоциации воды:





По условиям образования выделяются несколько групп скарновых месторождений.

1.  $T = 700^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  вблизи *МВ* буфера. По соотношениям железистости граната и пироксена скарны относятся к фации повышенной кислотности [78]. Примерами являются скарны типично редкометалльных месторождений (Главное рудное тело Тырнауза, Ингичке, Майхура, Яхтон, Восток-2).

2.  $T = 600^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  между *МВ* и *КМФ* буферами, коэффициент распределения железа между пироксеном и гранатом 0,5–1. К этой группе относится переходный тип скарнов железо-медных, золото-рудных, реже редкометалльных месторождений.

3.  $T = 550^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  между *КМФ* и *НБ* буферами, коэффициент распределения 0,2–0,3. Примерами являются скарны типичных магнетитовых месторождений (Высокогорское, Гороблагодатское, Магнитогорское, Ауэрбаховское, многие алтайские и тургайские месторождения).

4.  $T = 450\text{--}500^{\circ}\text{C}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  вблизи *НБ* буфера. Скарны эпидот-гранатовой и пироксен-эпидотовой фаций, характерные для фланговых частей месторождений и заключительных стадий образования скарнов.

5. Условия повышенного химического потенциала кислорода. Фация андрадитовых скарнов, типичная практически для всех скарновых месторождений. На многих из них описывается также мартитизация магнетита.

Удивительно отсутствие в природе большого разнообразия условий формирования скарнов, которые на диаграмме (см. фигуру) укладываются в полосу параллельного изменения температуры и химического потенциала кислорода. В пределах этого же тренда поверхности расположены парагенезисы скарнов различных рудных тел больших скарноворудных полей, прежде всего рассмотренная ранее нами зональность Тырнаузского рудного поля [61, 62]. Сходная зональность описана Б. Морганом в Сьерра-Неваде [299]. Различия парагенезисов скарнов разных месторождений района Б. Морган объясняет различиями фугитивности кислорода. Последнее он связывает с различной степенью смещения ювенильных и вадозных вод.

Подобный подход, ведущий к выявлению зональности масштаба километров – десятков километров в рудных полях и зонах и к ее физико-химической интерпретации, представляется перспективным. Интересным объектом мог бы стать, в частности, Алданский район, в котором эмпирически установлены многие закономерности пространственного размещения не только флогопитовых и магнетитовых месторождений в магнезиальных скарнах, но и месторождений другого генезиса (устное сообщение А.Р. Энтина).

Второй вопрос, поставленный в настоящей работе, более общий и касается существа скарнового процесса. Рассмотрим процессы биметасоматоза. В поровых растворах двух контрастных по составу

горных пород существуют градиенты химических потенциалов для компонентов, являющиеся главной движущей силой химических реакций. Эта общепринятая модель в общем, безусловно, правильна, но представляется сейчас уже недостаточной, так как не отражает специфику скарнообразующего раствора. В связи с этим следует обратить внимание на ряд важных особенностей биметасоматического скарнообразования.

В направленности минеральных реакций и химизма процессов эндо- и экзоскарновых изменений отчетливо прослеживаются прямо противоположные тенденции. Скарнообразование по алюмосиликатной породе носит характер базификации, оно сопровождается привносом сильных оснований, выносом кислот и частично амфотерных окислов. Главной тенденцией экзоскарнового процесса является силификация карбонатных пород. Сильные основания выносятся, замещаются более слабыми и кислотами, прежде всего кремнеземом. Интересно поведение железа, которое привносится в эндоскарны вследствие своих основных свойств, а в экзоскарны – вследствие слабости этих свойств. При этом намечается отчетливая дифференциация двух- и трехвалентного железа. Первое как слабое основание имеет тенденцию накапливаться в эндоскарнах; второе же, обладающее амфотерными свойствами, – в экзоскарнах.

Существенные различия эндо- и экзоскарнов проявляются и в их соотношениях с более поздними метасоматическими процессами стадии кислотного выщелачивания. В эндоскарнах переход к этой стадии знаменует коренной перелом в минералообразовании, выражающийся в смене направленности процессов на противоположную. Привнос сильных оснований сменяется их выносом и окварцеванием пород. Если температуры скарновой стадии и кислотного выщелачивания близки, перелом очень эффективно выражается в изменении реакций минералообразования, характерная для околоскарновых пород обратная зональность плагиоклаза сменяется прямой, а замещение кварца пироксеном и плагиоклаза гроссуляровым гранатом сменяется противоположными соотношениями и т.д. Напротив, в экзоскарнах подобный коренной перелом отсутствует, и более интенсивно развиваются тенденции, проявленные еще в скарновую стадию.

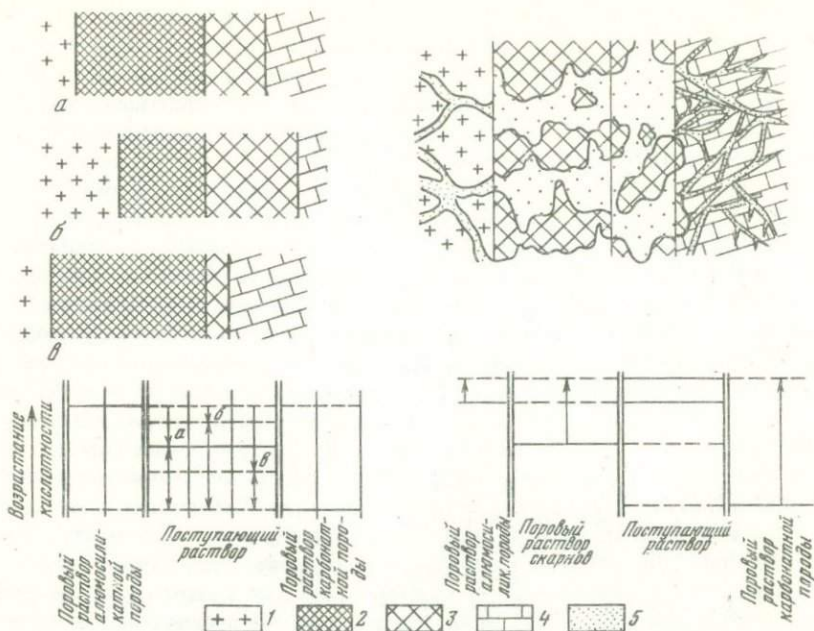
Более сложным, чем можно ожидать из простой модели, оказывается распределение химических потенциалов компонентов при скарнообразовании. Из анализа поверхности химических потенциалов виртуальных компонентов, выведенной Д.С. Коржинским из диаграммы состав – парагенезис скарнов Турьинских месторождений, следует, что максимальный химический потенциал для глинозема устанавливается на границе между клинопироксен–плагиоклазовой и клинопироксен–гранатовой зонами и отсюда глинозем может диффундировать как в сторону известняка, так и в сторону околоскарновой породы [117, 171]. В пироксен–гранатовых экзоскарнах железистость минералов возрастает в направлении исходной карбонатной породы, а не к первичному контакту, как можно было бы ожидать.

Итак, взаимодействие двух пород при скарнообразовании регулируется различиями кислотности их равновесных поровых растворов, т.е. обобщенной величиной, учитывающей взаимодействие всех компонентов в растворе, различные формы существования каждого компонента и степень их диссоциации. Необходимым условием взаимодействия являются контрастный состав контактирующих пород, кроме того, кислотность скарнообразующего раствора должна быть ниже, чем в поровых растворах силикатных пород, и выше, чем в поровых растворах карбонатных пород. В этом смысле ранняя щелочная стадия, к которой относится образование скарнов, действительно является щелочной лишь для алюмосиликатных пород, по отношению же к карбонатным породам она кислотная. С такой точки зрения становится понятным проявление контактово-реакционного минералообразования исключительно в раннюю щелочную стадию.

Интересным следствием из этого вывода является возможность различного сочетания мощностей эндо- и экзоскарновых пород. Как схематически показано на фиг. 2, это определяется различной агрессивностью воздействующего раствора по отношению к карбонатной и алюмосиликатной породам. Практически полное отсутствие экзоскарнов для фации пониженной кислотности отмечалось для Турьинских месторождений (Г.С. Корштейн), для многих железорудных месторождений (К.В. Подлесский), для месторождений Тургай (А.М. Дымкин), для Эмельджакских месторождений флогопита (С.П. Мурзаев). Зависимость относительных мощностей эндо- и экзоскарнов от кислотности воздействующего раствора подтверждена экспериментально [257]. Рассматриваемое соотношение мощностей зависит от многих причин, прежде всего от механических свойств и пористости пород. Поэтому приложение анализа мощностей скарнов должно проводиться с большой осторожностью.

В правой части фиг. 2 демонстрируется принципиальное отличие стадии кислотного выщелачивания от рассмотренных процессов и невозможность при этом взаимных химических реакций пород. Схематически показана зависимость проявления стадии кислотного выщелачивания от контрастности (агрессивности) воздействующего раствора по отношению к разным породам и обусловленное ею различие мощностей соответствующих фаций. Действительно, прослеживая зоны кислотного выщелачивания, пересекающие скарны, мы наблюдаем закономерное изменение морфологии образований (фациальных разновидностей), замещающих разные исходные породы. В алюмосиликатных породах (массивы изверженных пород и глиноземистые алюмосиликатные роговики) обычно развиваются тонкие симметрично-зональные метасоматические жилы и прожилки, нередко образующие штокверки. В околоскарновых породах интенсивность изменений и мощность жил несколько возрастают. Для эндоскарнов характерна грубая сетка замещения, хотя отдельные зональные жилы достаточно хорошо выражены. В экзоскарнах нередко наблюдается площадное выщелачивание с редкими реликтами собственно скарнов.

В карбонатных породах вблизи контакта со скарнами на многих скарновых месторождениях наблюдаются полости с хорошо образо-

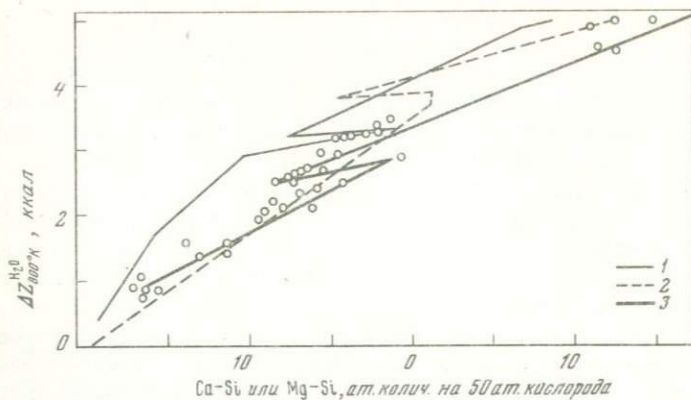


Фиг. 2. Различные соотношения кислотности воздействующего и поровых растворов в реагирующих алюмосиликатной и карбонатной породах и различия мощностей скарнов повышенной (*а*), нормальной (*б*) и пониженной (*в*) кислотности. Справа – схема развития процессов кислотного выщелачивания скарнов

1 – алюмосиликатные породы; 2 – эндоскарн; 3 – экзоскарн; 4 – карбонатные породы; 5 – зона кислотного выщелачивания

ванными кристаллами или друзами. Определенная генетическая классификация этих образований в литературе отсутствует. Их характерные особенности – зависимость состава от типа вмещающих пород, полиминеральность и наличие фаз разных стадий минералообразования. По-видимому, формирование таких полостей также связано с процессами кислотного выщелачивания в условиях недосыщенности растворов всеми компонентами замещаемой породы. Образование кристаллов и друз обусловлено перекристаллизацией на фронте растворения. В последовательности растворения проявляются элементы метасоматической зональности. После прохождения волны кислотных компонентов в стадию отложения происходит закупорка пор и мелких трещин, отшнуровывание пустот от питающих каналов. Дальнейшее минералообразование в них протекает в условиях закрытой системы на фоне постепенного падения температуры.

Таким образом, выделяются две формы проявления процессов кислотного выщелачивания. Наиболее обычный случай умеренной агрессивности раствора по отношению к замещаемой породе, когда характерны хорошо выраженная околотрещинная зональность и яс-



Фиг. 3. Изменения  $\Delta Z_T^{H_2O}$  в колонках биметасоматических скарнов  
 1 — известковые скарны Тырнаузского месторождения; 2 — известковые скарны магнетитовых месторождений (по данным К.В. Подлесского); 3 — флогопитоносные магнезиальные скарны (по данным М.А. Лицарева)

ные признаки сохранения объема при метасоматизме в результате фиксации избыточного вполне подвижного компонента. При резкой недосыщенности раствора компонентами вмещающей породы она полностью растворяется и образуются пустоты.

Подкрепить приведенные рассуждения можно, лишь введя точную меру кислотности. Очевидно, такой мерой может быть приращение свободной энергии в метасоматических реакциях с выделением протонов и ионов металлов при наступлении тыловых метасоматических зон на передовые. Энергетический эффект метасоматической реакции представляет собой разность "протонных эквивалентов" рассматриваемых пород [148].

Был проведен расчет этих величин для зон большого числа колонок кислотного выщелачивания, продуктами которого являются, в частности, грейзены и кварц-полевошпатовые метасоматиты, а также для скарнов различных месторождений. Величина протонного эквивалента  $\Delta Z_T^{H_2O}$  во всех без исключения колонках кислотного выщелачивания монотонно уменьшается от исходной породы к зонам интенсивного метасоматизма. Это значит, что все реакции замещения на границах зон идут в направлении возрастания кислотности. В экзоскарнах значение  $\Delta Z_T^{H_2O}$  увеличивается в направлении исходной карбонатной породы, в эндоскарнах — уменьшается в сторону алюмосиликатной породы.

Изменение величины  $\Delta Z_T^{H_2O}$  в трех реальных колонках диффузионных скарнов представлено на фиг. 3. Относительная кислотность зон сопоставляется на диаграмме фиг. 3 с ведущим хими-

ческим изменением: для известковых скарнов — это разность атомных количеств кальция и кремния, а для магнезиальных — разность в содержании магния и кремния, отнесенных к 50 атомам кислорода. Проведенные расчеты подтверждают вывод о промежуточной величине кислотности скарнообразующего раствора и его нейтрализации при взаимодействии как с более основной карбонатной, так и с более алюмосиликатной породами. В трех колонках, представленных на фиг. 3, как и во всех других рассчитанных биметасоматических колонках, основность тыловой зоны эндоскарнов выше, чем соседней зоны экзоскарнов. Природа этого эффекта недостаточно ясна. По-видимому, он связан с кислотно-основным взаимодействием в растворах. При смешении скарнирующих растворов с поровыми происходит своего рода "распределение" кислотности между средами различного состава: карбонатного, с одной стороны, и силикатного — с другой. Вероятно, с этим эффектом связаны известные явления прогрессивной десиликации в скарновых телах.

С изложенных позиций, по-видимому, может быть развит новый взгляд на продуктивные образования флогопитовых месторождений Алдана. Расположенные среди послемагматических магнезиальных скарнов гнезда, шлиры, реже жилообразные тела грубо- и гигантозернистой структуры, несущие скопления промышленного флогопита, относятся, по мнению большинства исследователей, к послескарновой стадии "собирающей перекристаллизации". Минеральный состав образований отражает состав вмещающих скарнов с отчетливым смещением в сторону образования более "кислотофильных" минералов. Наблюдения над возрастными отношениями минералов показывают (С.П. Мурзаев, устное сообщение) направленность реакций минералообразования, противоположную взаимоотношениям тех же минералов в скарнах. Расчет величины  $\Delta Z \frac{H_2O}{T}$  указывает на ее уменьшение по отношению к вмещающим скарнам. Следовательно, существует перелом в минералообразовании, позволяющий классифицировать продуктивную стадию флогопитовых месторождений как стадию кислотного выщелачивания. В данном случае это выщелачивание с образованием пустот растворения. Грубо- и гигантозернистая структура, а также хорошо образованные кристаллы связаны с явлениями роста на фронте растворения.

## *Часть вторая*

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫМ МЕТАСОМАТИЗМОМ

*М. А. Лицарев*

## К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Условия образования месторождений флогопита, связанных с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, неоднократно обсуждались в литературе и являются предметом длительных дискуссий. До открытия Алданской флогопитоносной провинции все генетические построения по этой проблеме основывались исключительно на результатах изучения флогопитовых месторождений Слюдянского района в Южном Прибайкалье. Главный промышленный тип флогопитоносных тел представлен здесь так называемыми лестничными кальцит-флогопитовыми жилами, залегающими в пироксен-амфиболовых и других кристаллических сланцах и гнейсах. С.С. Смирнов [209] рассматривал эти жилы как результат постепенного коркового отложения минералов в трещинах из обогащенных летучими компонентами растворов — "выжимок", поступавших в зоны трещиноватости из окружающих пород. Решающую роль в образовании флогопитовых месторождений играли, по его мнению, доломитизированные известняки, насыщенные продуктами заключительной — пневматолитовой фазы метаморфизма. Эти представления послужили в дальнейшем основой концепции П.П. Пилипенко (1930 г.), который, в отличие от С.С. Смирнова, считал флогопитовые жилы результатом контакто-пневматолитовой деятельности пегматитов.

А.Е. Ферсман [232] относил жилы флогопита к мигматическим пегматитам. Он полагал, что пегматитовая магма в результате взаимодействия на глубине с известняками сильно изменяет состав и свойства и, попадая в верхние структурные горизонты, кристаллизуется в трещинах в виде мигматических пегматитов (флогопитовых жил).

По П.В. Калинину [90], флогопитовые жилы принадлежат к контакто-пневматолитовым образованиям, возникшим в результате взаимодействия флюидных растворов, богатых щелочами и легколетучими компонентами, с боковыми породами. Формирование жил связывалось с этапом пневматолитовой фазы метаморфизма

Широкое распространение получила контактово-реакционная теория образования месторождений флогопита, разработанная Д.С. Коржинским на основе геолого-петрологических исследований архейских комплексов Восточной Сибири, в том числе Слодянских и Алданских флогопитовых месторождений [106-111, 114]. Результаты этих исследований, прежде всего установление закономерностей ассоциации минералов в архейских породах, позволили ему обосновать представление о приуроченности флогопитовых месторождений к ультраабиссальным гранито-гнейсовым комплексам архея, включающим пласты доломитов или заместивших их диопсидовых пород. Флогопитовые месторождения отнесены Д.С. Коржинским к формации магнезиальных скарнов, формировавшихся как в магматическую стадию в связи с гранитизацией доломитов и других пород этих комплексов, так и в послемагматический этап - в результате биметасоматического взаимодействия доломитов с алюмосиликатными породами под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов.

Открытие в Южной Якутии флогопитоносной провинции и обнаружение в магнезиально-скарновых породах, вмещающих месторождения флогопита, магнетитового оруденения и борной минерализации привлекло внимание исследователей к алданскому архею и способствовало глубокому его изучению. Интерес к этому комплексу значительно возрос за последнее десятилетие. Одновременно с флогопитовыми, железорудными и апатитовыми месторождениями Алданского щита изучались месторождения флогопита и лазурита в докембрии Южного Прибайкалья и Юго-Западного Памира. Результаты исследований отражены в обширной опубликованной литературе [238, 240, 174, 60, 102, 53, 268, 269, 136-138, 41, 156, 159, 185, 235, 236, 167, 168, 144, 150, 132, 92, 194, 93, 219, 220, 222, 263, 203, 246, 248, 204, 205, 70, 250, 252, 253, 256, 273, 181, 72 и др.]. В этих и других публикациях помимо вопросов геологии, петрографии и минералогии, с различной детальностью рассмотрены общие и частные вопросы генезиса магнезиально-скарновых пород и заключенных в них месторождений флогопита, магнетита, лазурита и других полезных ископаемых.

Основным типом промышленного ослюдения на Алдане, в отличие от Прибайкалья, являются флогопитоносные зоны, представляющие совокупность гнезд различной формы, линз и жил флогопита в пластобразных (линзовидных или жильных) телах диопсидовых и шпинель-диопсидовых (иногда форстеритовых) пород. Относительно генезиса Алданских месторождений флогопита авторы перечисленных выше работ не имеют единого мнения. Дискуссионный характер многих вопросов генезиса промышленных скоплений флогопита и вмещающих их существенно диопсидовых (или форстеритовых) пород до сих пор не утратил остроты.

Некоторые исследователи считают пластоподобные диопсидовые породы, вмещающие флогопитовое оруденение, кристаллическими сланцами, т.е. метаморфическими, а не метасоматическими образо-

ваниями. Промышленный флогопит в них, а также жильные диопсидовые породы с флогопитом среди гнейсов, сланцев или гранитоидов рассматриваются как результат взаимодействия постмагматических растворов с магнезиально-силикатными и другими породами, исключая доломитовые мраморы и другие магнезиально-карбонатные породы [53, 181, 263 и др.].

Согласно другой точке зрения, промышленные месторождения флогопита генетически связаны с региональной базификацией (или железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом алюмосиликатных пород), сопряженной и генетически связанной с фронтом гранитизации [219, 220, 222, 203 и др.]. Этой точки зрения придерживается также Б.Я. Хорева в отношении флогопитовых месторождений Юго-Западного Памира. Д.А. Михайлов, поддерживавший ранее эту гипотезу, в последнее время считает флогопитовые месторождения метаморфогенными образованиями, а флогопитоносные диопсидовые породы — апоалюмосиликатными метасоматитами, возникшими в результате наложения диафореза амфиболитовой фации на древние гранулитовые комплексы [159].

По мнению С.П. Мурзаева [168], формирование флогопитоносных тел обусловлено диффузионным химическим взаимодействием магнезиально-карбонатных и алюмосиликатных пород в постмагматическую стадию; он относит их к биметасоматическим магнезиальным скарнам, однако, аналогично Д.А. Михайлову, считает последние исключительно апоалюмосиликатными образованиями.

Автор, изучавший флогопитовые месторождения Южной Якутии, Южного Прибайкалья, Юго-Западного Памира и КНДР, считает наиболее обоснованной контактово-реакционную теорию их образования, разработанную Д.С. Коржинским. Эта теория имеет надежную геологическую основу и убедительное математическое и физико-химическое обоснование. Она не противоречит природным закономерностям, характерным для скарнов вообще и магнезиальных скарнов в частности, и хорошо их объясняет.

Анализ современных взглядов на генезис месторождений флогопита свидетельствует о признании подавляющим большинством исследований метасоматической природы флогопитовых тел. Это мнение основано на фактах секущего положения последних по отношению к метаморфическим и магматическим породам, распространенным на месторождениях, и подтверждается постоянной приуроченностью флогопита к существенно диопсидовым (или форстеритовым) породам, занимающим определенное положение в метасоматической зональности на всех изученных месторождениях упомянутых флогопитоносных районов. Однако, как уже отмечалось, именно генезис диопсидовых и других пород, вмещающих флогопитовое оруденение, является наиболее спорной проблемой.

Одна из главных причин разногласий — различная оценка роли доломитов и других магнезиально-карбонатных пород при формировании месторождений. Ряд исследователей, считающих диопсидовые флогопитоносные породы кристаллическими сланцами, отрицают гене-

тическую связь месторождений флогопита с доломитами (или магнезитами), полагая, что источником магния и кальция при флогопитообразовании являются не магнезиально-карбонатные породы, а диопсидовые кристаллосланцы и другие диопсидсодержащие метаморфические породы. Генетическая связь с магнезиально-карбонатными породами отвергается также и теми исследователями, которые рассматривают месторождения как одно из проявлений "основного фронта". Согласно этой гипотезе, источником магния и кальция служат алюмосиликатные породы, из которых указанные компоненты освобождаются в процессе гранитизации и выносятся растворами в участки флогопитообразования.

В противоположность приведенным точкам зрения сторонники контакто-реакционной теории считают образование флогопитовых месторождений тесно связанным (в генетическом отношении) с магнезиально-карбонатными породами и рассматривают эту связь как необходимое условие формирования докембрийских флогопитоносных скарнов. Последние возникают в результате контакто-реакционного взаимодействия химически неравновесных пород (магнезиально-карбонатных и алюмосиликатных) при посредстве высокотемпературных растворов. Магний и кальций, участвующие в образовании флогопитоносных магнезиальных скарнов, заимствуются из доломитовых мраморов и (или) других магнезиально-карбонатных пород. Эта концепция подтверждается и геологическими, и минералогическими данными, а также результатами геолого-разведочных и эксплуатационных работ. Исключительное постоянство геологической позиции флогопитоносных скарнов, выражающееся в их пространственной ассоциации с доломитами (иногда магнезитами) и в приуроченности к полям мигматизации и гранитизации или к участкам обильных инъекций гранитоидов, не случайное, а закономерное явление. С одной стороны, это служит надежным фактором контроля (литологического и петрологического) над размещением месторождений флогопита, а с другой — указывает (хотя и косвенно) на генетические соотношения между флогопитсодержащими скарнами и магнезиально-карбонатными породами. Сохранение этих пород устанавливается на месторождениях всех флогопитоносных районов СССР (Южная Якутия, Южное Прибайкалье, Юго-Западный Памир) и зарубежных стран (Малагасийская республика, Канада, КНДР, Индия и др.).

Прямым доказательством генетической связи флогопитоносных скарнов с магнезиально-карбонатными породами служит метасоматическая зональность, установленная на месторождениях флогопита и описанная в работах Д.С. Коржинского, Л.И. Шабынина, А.А. Маракушева, В.А. Галука, М.А. Лицарева, Д.А. Михайлова, С.П. Мурзаева и др. Особенно убедительна в этом отношении метасоматическая зональность, наблюдаемая в контактах алюмосиликатных пород с доломитами или магнезитами; нередки случаи одновременного скарнирования и алюмосиликатных, и магнезиально-карбонатных пород. Флогопитоносные скарны при этом образуют в единой

метасоматической колонке самостоятельные зоны и, как известно, занимают в ней вполне определенное положение. Расчеты баланса вещества, приведенные в работах ряда исследователей, свидетельствуют о том, что при формировании магнезиальных скарнов источниками главных петрогенных элементов являются породы, участвующие в контактово-реакционном взаимодействии. В частности, алюминий и кремний заимствуются из гранитоидов, гнейсов, кристаллических сланцев или привносятся магматогенными растворами; источником магния и кальция служат, как уже отмечалось, магнезиально-карбонатные породы.

Изучение зональности и минерального состава скарнов, а также возрастных соотношений последних с прилегающими гранитоидами указывает на разное время их формирования по отношению к процессам гранитизации, широко проявленным в докембрийских абиссальных комплексах. Выделяются магматическая и послемагматическая стадии скарнообразования.

В магматическую стадию, совпадающую по времени проявления с процессами гранитизации, формируются наиболее ранние — бесфлогопитовые скарны (шпинель-форстеритовые, шпинель-пироксеновые, форстеритовые, шпинель-энстатитовые и др.). По имеющимся данным, они возникают до кристаллизации гранитов в результате взаимодействия магнезиально-карбонатных пород с растворами, выделяющимися из расплава на фронте гранитизации. Подтверждением образования скарнов в магматическую стадию служит ряд признаков: а) пересечение скарнов жилами гранит-пегматитов и наличие в последних ксенолитов скарнов; б) отсутствие скарнирования гранитоидов, прилегающих к магнезиальным скарнам и пересекающих последние (нередко наблюдаемые магнезиально-скарновые изменения этих гранитоидов являются более поздними — послемагматическими, наложенными на скарны магматической стадии); в) характерные особенности метасоматической зональности скарновых тел (постоянное присутствие пироксен-плаггиоклазовой зоны, не типичной для скарнов послемагматической стадии); г) широкие вариации содержания глинозема в скарнах, развитых в контактах гранитоидов (например, аляскитовых гранитов) с доломитами или другими магнезиально-карбонатными породами. Содержание  $Al_2O_3$  варьирует в этих скарнах от единиц до первых десятков процентов, что не характерно для послемагматических апоалюмосиликатных скарнов (в последних валовое содержание  $Al_2O_3$  примерно соответствует количеству этого компонента в исходной гранитоидной или другой алюмосиликатной породе).

Главные минералы магнезиальных скарнов и околоскарновых пород магматической стадии — моноклинные пироксены, форстерит, шпинель, плаггиоклаз, энстатит. По данным автора и литературным материалам, моноклинные пироксены представлены фассаитами с 7–9%  $Al_2O_3$  при общей железистости  $f_m \leq 20\text{--}25\%$ ; распространены также салиты, содержащие до 37–39% геденбергитовой составляющей; встречаются почти чистые диопсиды. Энстатит из шпинель-

энстатитовых скарнов содержит до  $\sim 5\% \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $f_m$  обычно не превышает 10–15%. Шпинель – магнезиальная (плеонаст); в парagenезисах с салитом (шпинель–пироксеновые скарны) она содержит 17–41% герцининовой составляющей. Форстерит в скарнах маложелезистый ( $f_m = 6\text{--}12$ ). Плаггиоклаз – от андезита до анортита, но преобладают лабрадор и битовнит.

Строение тел магнезиальных скарнов зональное. Хорошо выражена и изучена метасоматическая зональность на железорудных скарновых месторождениях Южной Якутии. На флогопитовых месторождениях скарны магматической стадии исследованы недостаточно в связи с наложением интенсивных послемагматических процессов, вызывающих глубокие преобразования их минерального и химического состава, что сильно усложняет и затушевывает первичную зональность скарновых тел. Вместе с тем широкое распространение магнезиальных скарнов магматической стадии на флогопитовых месторождениях не вызывает сомнений. Они наблюдались автором в Южной Якутии (месторождения Куранахской группы, Снежное, Оюм-ракское, Неакуинское и др.) и на месторождениях Юго-Западного Памира.

Для магнезиальных скарнов магматической стадии характерно сравнительное однообразие типов метасоматической зональности, неоднократно рассматривавшихся в работах ряда авторов [144, 256, 253, 79, 138 и др.]. Наиболее часты следующие разновидности метасоматических колонок зональных скарнов (в обобщенном виде):

	←	→	разрастание зональности	
А. Гранитоид, мигматит			$\{ \text{Шп} + \text{Пл} \} \{ \text{Шп} + \text{Пи} \} \{ \text{Шп} + \text{Фо} + \text{Ка} \pm \text{Дол} \}$	{Мрамор (Дол)}
Б. То же			$\{ \text{Шп} + \text{Пл} \} \{ \text{Шп} + \text{Пи} \} \{ \text{Шп} + \text{Фо} \}$ <small>Фо (час- то от- сутству- ет)</small>	{Мрамор (Дол, Мг)}
В. Мигматитовый гнейс или кристаллосланец			$\{ \text{Шп} + \text{Пл} \} \{ \text{Шп} + \text{Пи} \} \{ \text{Шп} + \text{Фо} + \text{Ка} \pm \text{Дол} \} \{ \text{Шп} + \text{Пи} \} \{ \text{Пи} + \text{Пл} \}$	Гнейс, кристаллосланец

Приведенные типы метасоматической зональности скарнов хотя и отражают различные соотношения между скарнами и магнезиально-карбонатными породами, но не исчерпывают всего их разнообразия. Нередки случаи частичного скарнирования доломитов (колонка А). Возникающие при этом пласто-, линзовидные или неправильные по форме тела скарнов характеризуются нередко малой мощностью (до 3–5 м), а связанные с ними месторождения флогопита имеют небольшие масштабы (Куранахские месторождения в Южной Якутии и др.). В случае полного замещения доломитов, сопровождавшегося синхронным скарнированием прилегающих к ним гнейсов и кристаллических сланцев, образуются единые мощные и сложные по строению тела скарнов среди алюмосиликатных пород (гранитоиды, мигматизированные гнейсы или кристаллические сланцы). Отсутствие в этих скарнах реликтов магнезиально-карбонатных пород и наличие

в них реликтов алюмосиликатных пород создают ложное представление о принадлежности их исключительно к апоалюмосиликатным образованиям. В действительности это не что иное, как залежи аподолмитовых и апоалюмосиликатных магнезиальных скарнов.

На некоторых месторождениях Южной Якутии (Неакуинское, Оюмракское, Снежное и др.) и Юго-Западного Памира (Ляджвардаринское, Кухи-Лал, Абхарвское, Даршайское) в контактах гранитоидов и мигматитов с доломитами (особенно с магнезитами) зональные тела магнезиальных скарнов включают шпинель-пироксеновые (шпинель-диопсидовые, шпинель-энстатитовые) и шпинель-форстеритовые их разности (колонка Б). При полном замещении магнезиально-карбонатных пород эти скарны слагают пластообразные (линзообразные) тела и залегают, как и в предыдущем случае, среди мигматитовых гнейсов и кристаллических сланцев.

Сложные по строению залежи скарнов возникают за счет тонкослоистых толщ (переслаивание доломитовых мраморов с гнейсами, кристаллическими сланцами), поскольку происходит сопряженное скарнирование разных по составу пород (колонка В показывает фрагмент сложной скарновой залежи). Метасоматическая зональность в подобных случаях существенно усложняется, и при отсутствии реликтов скарнируемых пород трудно различить апокарбонатные и апоалюмосиликатные скарны.

Анализ метасоматической зональности магнезиальных скарнов и характера изменения их минерального и, следовательно, химического состава по зонам показывает, что определяющее значение в скарнировании в магматическую стадию имеет процесс метасоматического замещения доломитов или магнезитов с образованием на их месте магнезиальных скарнов. Химизм этого процесса сводится к привнесу в магнезиально-карбонатные породы кремния, алюминия, железа и щелочей из гранитного расплава и выносу из них магния, кальция и углекислоты в прилегающие гнейсы и кристаллосланцы. Подобный химизм процесса вытекает из анализа метасоматической зональности и хорошо увязывается с закономерной сменой минеральных парагенезисов, представляющих различные по составу скарны. Принадлежность части скарнов к апокарбонатным образованиям однозначно устанавливается по следующим признакам: нахождение в скарнах реликтов карбонатных пород; присутствие в метасоматической зональности мономинеральных (или почти мономинеральных) зон диопсидовых, энстатитовых или форстеритовых скарнов с низким содержанием глинозема, возникших на контакте гранитоидов с магнезиально-карбонатными породами и др.

Как уже отмечалось, в послемагматический этап, протекающий при общем понижении температуры, магнезиальные скарны магматической стадии испытывают различные изменения, которые приводят иногда к глубоким преобразованиям минеральных парагенезисов. В частности, шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые скарны магматической стадии под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов повышенной щелочности (по

калию) подвергаются флогопитизации в связи с неустойчивостью парагенезисов  $Mn+Pn$  и  $Mn+Ph$  в щелочных условиях. В результате эти скарны полностью (или частично) преобразуются во флогопит-пироксеновые или флогопит-форстеритовые породы, не содержащие или почти не содержащие шпинель. В Южной Якутии такие преобразования скарны с наложенным флогопитовым оруденением представляют один из промышленных типов месторождений флогопита. В зависимости от состава послемагматических растворов и температурных условий магнезиальные скарны магматической стадии нередко подвергаются паргаситизации, скаполитизации, серпентинизации, оталькованию и др.

Магнезиальные скарны послемагматической стадии распространены на месторождениях всех флогопитоносных районов СССР и зарубежных стран. Их геологическая позиция близка скарнам магматической стадии и непосредственно определяется контактами алюмосиликатных пород с магнезиально-карбонатными и приконтактовыми участками алюмосиликатных пород, расположенными на некотором удалении от доломитов (магнезитов). Они образуются в результате контактово-реакционного взаимодействия магнезиально-карбонатных пород с гранитоидами, мигматитами, гнейсами или кристаллосланцами под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов и развиваются по алюмосиликатным и магнезиально-карбонатным породам.

Отличительной чертой рассматриваемых скарнов, позволяющей относить их к послемагматическим образованиям, является широко распространенное скарнирование различных магматических пород (гранитов, гранит-пегматитов, мигматитов). Скарны слагают пластообразные, чаще неправильные по форме тела зонального строения мощностью от первых десятков сантиметров до 12–15 м и более. По механизму образования – это контактово-инфильтрационные или диффузионные (биметасоматические) скарны.

Главные минералы скарнов: моноклинные пироксены, форстерит, шпинель, скаполит, паргасит, флогопит, кальцит, апатит, иногда клиногумит, хондродит. Моноклинные пироксены послемагматических скарнов, в отличие от скарнов магматической стадии, представлены диопсидами и салитами, содержащими до 3–4%  $Al_2O_3$ ;  $f_m$  – от 3–5 до 35–40%. Форстерит – магнезиальный ( $f_m = 4–8\%$ ). Шпинель – магнезиальная (плеонаст), содержание герцининовой составляющей 9–35%. Состав скаполита варьирует от дипира с 40% мейонитовой составляющей до мицзонита, содержащего 72–76% мейонитовой молекулы. Железистость паргасита 10–35%. Клиногумит и хондродит – высокомагнезиальные (по имеющимся данным, содержание суммарного железа редко превышает в них 2,5–3,0%). Состав флогопита сравнительно однообразен,  $f_m = 2,4–12,5$ , редко 21%.

Послемагматические флогопитоносные скарны в отличие от скарнов магматической стадии характеризуются существенным разнообразием метасоматической зональности и минеральных парагенезисов. Наблюдения показывают, что даже при скарнировании пород одного и того же состава (например, аляскитовых гранитов или гранит-

пегматитов) могут образовываться различные по строению и минеральным парагенезисам метасоматические колонки скарнов. На месторождениях флогопита наиболее часто встречаются следующие разновидности метасоматической зональности послемагматических скарнов (в обобщенном виде):

1. Алюмосиликатная порода (гранитоид, гнейс и др.)	$Пи + Кпш$	$Пи + Ск$	$Пи + Парг$ (часто отсутствует)	$Фл + Пи$	$Пи$ (часто отсутствует)	$Фо + Ка$	Мрамор (Дол)
2. То же	$Пи + Кпш$	$Пи + Ск$	$Фл + Пи$	$Фл + Фо$	$Фо$ (часто отсутствует)	$Фо + Ка \pm$ $\pm Дол$	Мрамор (Дол, Мг)
3. "	$Пи + Кпш$	$Пи + Ск$	$Фл + Пи$	$Фл + Фо$	$Фл + Кл$	$Фо + Кл \pm$ $+ Ка \pm$ $\pm Хонд \pm$ $\pm Дол$	Мрамор (Дол, Мг)
4. "	$Пи + Кпш$	$Пи + Ск$	$Пи + Парг$ (часто отсутствует)	$Шп + Пи$	$Фо + Шп + Ка$		Мрамор (Дол)
5. "	$Пи + Кпш$	$Пи + Ск$	$Шп + Фо$	$Фо$ (часто отсутствует)	$Фо + Шп +$ $+ Ка \pm Дол$		Мрамор (Дол, Мг)

Двойными вертикальными линиями разделены в колонках апоалюмосиликатные (слева) и апомагнезиально-карбонатные (справа) зоны пород.

В реальных колонках на месторождениях некоторые зоны выпадают из зональности или появляются дополнительные. Поэтому строение метасоматических колонок скарнов нередко очень сложное особенно когда последние образуются в зонах трещиноватости, пересекающих различные по составу породы. При этом апоалюмосиликатные скарны и околоскарновые породы иногда удалены от доломитов (магнезитов) на десятки метров и более.

Среди большого числа реальных природных разновидностей метасоматической зональности скарнов нами были выделены ранее два главных типа: флогопитовый и шпинелевый [137, 138].

Флогопитовый тип зональности (колонки 1-3) отличается постоянным присутствием зон флогопит-пироксеновых, флогопит-форстеритовых или флогопит-клиногумитовых скарнов, возникающих одновременно со всеми другими породами, входящими в состав перечисленных метасоматических колонок. Промышленный флогопит в этом типе зональности образуется одновременно с главными минералами всех других зон.

Для шпинелевого типа зональности (колонки 4, 5) характерны зоны шпинель-пироксеновых и шпинель-форстеритовых скарнов при отсутствии флогопитсодержащих скарнов, синхронных с другими породами метасоматических колонок. Флогопитизация шпинелевых скар-

нов происходит позднее (на заключительных этапах скарнообразования), в результате реакции шпинели и пироксена (или форстерита) со щелочным (по калию) раствором.

Полученные данные позволяют заключить, что промышленный флогопит на изученных месторождениях докембрия приурочен к определенным зонам и образуется исключительно в послемагматический этап независимо от стадии формирования вмещающих магнезиальных скарнов (магматической или послемагматической).

Многолетнее изучение метасоматической зональности, минерального и химического состава постмагматических магнезиальных скарнов привело автора к заключению, что главной причиной разнообразия типов метасоматических колонок и минеральных парагенезисов флогопитоносных скарнов являются такие геохимические факторы, как непостоянство химических потенциалов калия, железа и фтора в воздействующих растворах. Именно по содержанию этих элементов наиболее существенно различаются скарны главных типов метасоматической зональности. Для выяснения характера этой зависимости ранее нами была рассчитана по известной методике [117] диаграмма химических потенциалов калия ( $\mu_K$ ) и железа ( $\mu_{Fe}$ ) для шестиминеральной системы: пироксен (диопсид-салит) - шпинель (плеонаст) - скаполит - флогопит - паргасит - форстерит [138]. Построенная для магнезиальных скарнов Южной Якутии диаграмма оказалась справедливой для других месторождений флогопита СССР (Слюдянских и Памирских). Было показано, что шпинелевые (бесфлогопитовые) парагенезисы ( $Шп + Ф_0$ ,  $Шп + Пи$ ,  $Шп + Парг$ ) устойчивы в условиях пониженной щелочности (по калию) воздействующих растворов. При повышенной активности калия шпинелевые парагенезисы неустойчивы и сменяются парагенезисами с флогопитом ( $Фл + Ф_0$ ,  $Фл + Пи$ ,  $Фл + Парг$ ). Изменение химического потенциала железа в растворах также заметно отражается на смене минеральных парагенезисов скарнов. В условиях наиболее низкой активности железа обычно возникает парагенезис  $Шп + Ф_0$  (при пониженном  $\mu_K$ ) или  $Пи + Фл$ , (при умеренном и высоком  $\mu_K$ ). Для условий повышенной активности железа характерны парагенезисы с паргаситом ( $Шп + Парг$  или  $Фл + Парг$ ).

В магнезиальных скарнах флогопитовых месторождений Юго-Западного Памира установлены парагенезисы флогопита и других минералов с клиногумитом и хондритом (колонок 3), необычные для месторождений Южной Якутии и Южного Прибайкалья. Это указывает на значительную роль в формировании памирских флогопитоносных скарнов не только калия, но и фтора. Изучение минерального состава скарнов этого района показало, что клиногумит ассоциирует с флогопитом, шпинелью, диопсидом и форстеритом. Местами он замещает форстерит, т.е. является более поздним. В прилегающих к скарнам кальцифирах встречаются клиногумитовые и хондритовые их разности, в которых хондрит развивается по клиногумиту. Нахождение во флогопитах реликтов шпинели, а в клиногумитах - форстерита служит доказательством образования флогопит-клиногуми-

товых пород на месте шпинель-форстеритовых скарнов, что может быть связано с повышением активности и калия, и фтора в растворах на заключительных этапах формирования флогопитоносных магмезиальных скарнов. Для выяснения зависимости минеральных парагенезисов скарнов от химических потенциалов калия ( $\mu_K$ ) и фтора ( $\mu_F$ ) рассчитана соответствующая диаграмма для шестиминеральной системы: пироксен (диопсид-салит) - шпинель (плеонаст) - флогопит - форстерит - клиногумит - хондродит (см. фигуру).

Для построения диаграммы приняты следующие составы этих минералов:

хондродит -  $Mg_5Si_2O_8(F_{1,0}OH_{1,0})$ ;

пироксен -  $CaMg_{0,95}Fe_{0,05}Si_2O_6$ ;

шпинель -  $Mg_{0,95}Fe_{0,05}Al_2O_4$ ;

флогопит -  $K_{0,87}Mg_{2,74}Fe_{0,11}Al_{1,34}Si_{2,75}O_{10}[OH_{1,55}F_{0,45}]$ ;

форстерит -  $Mg_{1,95}Fe_{0,05}Si_1O_4$ ;

клиногумит -  $Mg_9Si_4O_{16}(F_{1,0}OH_{1,0})$ .

При выборе составов минералов, помимо анализов образцов из коллекции автора, использованы литературные данные и результаты определения состава минералов по их оптическим константам.

Все бесфлогопитовые парагенезисы, как следует из диаграммы, образуются в условиях пониженной щелочности растворов (поля I-III). При этом широко распространенный на месторождениях Юго-Западного Памира и в меньшей мере - Южной Якутии парагенезис  $\Phi o + \text{III}$  устойчив только в условиях наиболее низких значений химического потенциала фтора (поле I). При повышении активности фтора форстерит становится неустойчивым, появляется клиногумит (поле II). При наиболее высоком химическом потенциале фтора должен быть устойчив парагенезис  $\text{Xond} + \text{III}$  (поле III), однако в образцах из коллекции автора эта ассоциация не встречалась.

Парагенезисы с флогопитом (поля IV-VIII) образуются при умеренной и повышенной активности калия и при широких вариациях химического потенциала фтора. Поскольку в состав флогопита входит значительное количество фтора, то, естественно, повышение концентрации этого элемента в воздействующем растворе должно способствовать образованию флогопита даже при некотором снижении химической активности калия. В определенной мере это вытекает также из анализа диаграммы; видно, что при повышении химического потенциала фтора область устойчивости парагенезисов с флогопитом расширяется. Однако, по имеющимся данным [151], увеличение активности фтора в растворах может снизить активность калия настолько, что кристаллизация флогопита станет невозможной. Следовательно, чтобы образование флогопита при повышении активности фтора не прекращалось, необходимо одновременное возрастание химического потенциала калия.



Содержание фтора (в вес. %) в разных частях крупных кристаллов флогопита из месторождений Юго-Западного Памира

Номер образца	Месторождение	Фтор	
		центр кристалла	периферия кристалла
143/57	Ляджвардаринское	1,80	1,88
133/59-II	Ляджвардаринское (участок 4)	3,06	3,09
6 ф/л	Ляджвардаринское	1,55	1,69
36/58	Даршайское	1,71	1,73
133/59-I	Ляджвардаринское	2,85	2,94
62п/76	Даршайское	1,68	1,69
1 ф/л	Ляджвардаринское	3,13	3,14

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР. Аналитик М.И. Голова.

В средние этапы, при умеренной активности калия и железа, в растворах образуются в основном парагенезисы с флогопитом (флогопит-пироксеновые, флогопит-форстеритовые, нередко с паргаситом). В частности, на некоторых месторождениях Алдана, Памира и Южного Прибайкалья процесс послемагматического скарнообразования проходил в таких условиях. Поэтому здесь формировались флогопит-пироксеновые и флогопит-форстеритовые скарны при отсутствии шпинелевых разностей.

На поздних этапах, в условиях повышенной щелочности растворов, возможно повышение активности железа, что приводит к появлению парагенезисов флогопита с паргаситом. Иногда происходит повышение концентрации (точнее, активности) фтора в растворах (месторождения Юго-Западного Памира); при этом, как было показано, возникают парагенезисы флогопита с клиногумитом и хондритом.

О возрастании концентрации (и активности) фтора в растворах на завершающих стадиях образования магнезиальных скарнов Юго-Западного Памира свидетельствует повышенное содержание этого элемента в краевых частях крупных кристаллов флогопита по сравнению с центральными их участками (см. таблицу). Кроме того, в мраморах Абхарвского месторождения флогопита установлена флюоритовая минерализация, связанная, по мнению автора, с процессом формирования магнезиальных скарнов.

Приведенные данные в определенной мере указывают на повышение кислотности растворов в ходе скарнового процесса от его начальных этапов к поздним. Образование промышленного флогопита соответствует, очевидно, ранней щелочной стадии скарнового процесса и переходному этапу к последующей кислотной стадии.

Таким образом, с позиций контактово-реакционной теории, формирование флогопитоносных магнезиальных скарнов в докембрийских гранито-гнейсовых комплексах обусловлено или реакционным взаимодействием магнезиально-карбонатных пород с растворами, выделяющимися из гранитного расплава на фронте магматического замещения метаморфических толщ (стадия гранитизации), или контактово-реакционным взаимодействием магнезиально-карбонатных и алюмосиликатных пород под воздействием высокотемпературных растворов в послемагматическую стадию.

По механизму образования скарны магматической стадии являются контактово-инфильтрационными, послемагматические — диффузионными (биметасоматическими) и контактово-инфильтрационными или возникают в результате синхронного проявления обоих процессов.

Скопления промышленного флогопита, как было показано, образуются только в послемагматический этап, в связи с чем флогопитизированные скарны магматической стадии следует рассматривать как наложенный тип оруденения, более поздний по отношению к собственно скарнам. Флогопитовое оруденение в послемагматических скарнах в большинстве случаев сопутствующее, практически синхронное со скарнами. По времени проявления оно совпадает с флогопитизацией скарнов магматической стадии.

*И. Я. Дядькина*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

В настоящее время промышленную ценность представляют месторождения флогопита двух формационных типов, один из которых связан с докембрийскими магнезиально-кальциевыми метаморфическими породами, а второй — с породами щелочно-ультраосновной формации.

Флогопитоносные провинции, месторождения которых локализованы в комплексах докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород, связаны с древнейшими структурными формами земной коры. Последние представляют собой выходы архейских или протерозойских складчатых образований, прошедшие стадию консолидации (щиты, срединные массивы и внутригеосинклинальные поднятия) [73]. Возраст промышленной флогопитовой минерализации, согласно радиологическим данным, ограничен интервалом 2500–1000 млн. лет. Однако подавляющее большинство месторождений сформировались в среднем протерозое, 2000 – 1800 млн. лет назад [73, 199, 234]. Особенности геологического строения место-

рождений, масштаб и характер развития слюдяной минерализации, а также качество сырья в значительной мере зависят от их геологоструктурной позиции.

Алданская, Восточно-Канадская, Мадагаскарская и Восточно-Индийская провинции, связанные с образованиями древних щитов, характеризуются интенсивным проявлением ультраметаморфизма и гранитизации, широким развитием пород гранулитовой фации метаморфизма, а также гранито-гнейсов, мигматитов и связанных с ними метасоматитов [53, 108, 158, 199, 268]. Среди гранитоидов наиболее характерны породы чарнокитовой и аляскитовой формаций.

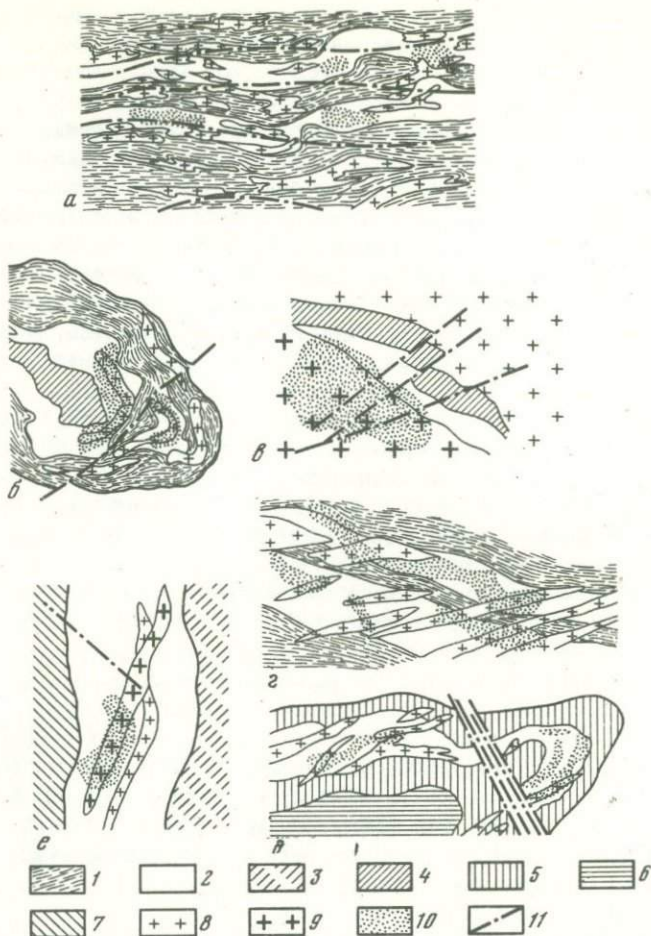
Положение слюдоносных зон в пределах провинций этого типа строго определяется наличием продуктивных горизонтов, в состав которых в значительном объеме входят высокомагнезиальные гнейсы, сланцы, мраморы, кальцифиры, содержащие послойные, согласные-секущие и секущие тела гранитоидов аляскитового состава. Последние сформировались в процессе гранитизации, анатексиса и палингенеза и наиболее полно проявлены в пределах сводово-купольных поднятий [53, 92, 111, 137, 168]. Значительные перспективы для нахождения месторождений флогопита представляют фронтальные зоны ареалов гранитизации, в пределах которых сохранились реликтовые участки продуктивных высокомагнезиальных пород, лишь частично затронутых этим процессом.

Наиболее типичными породами на месторождениях флогопита рассматриваемого типа являются различного рода пироксенсодержащие гнейсы и сланцы, а также доломитовые или кальцитовые мраморы и кальцифиры (фиг. 1). Гнейсы и сланцы имеют переменный состав и включают следующие разновидности: *Пи-Амф*, *Би-Амф*, *Би-Гип-Амф*, *Пи-Гип-Амф*, *Би-Гип* и др. В последние годы большое внимание стали уделять так называемым мономинеральным диопсидовым сланцам, которые, согласно данным ряда исследователей [181, 192], являются материнскими породами для всех промышленных слюдоносных зон Алданского щита.

Анализ материалов по геологическому строению месторождений этого региона показывает, что под названием "диопсидовые сланцы" нередко объединены следующие генетически разнородные типы пород:

- 1) сланцы существенно диопсидового состава, представляющие собой глубоко метаморфизованные породы магнезиально-кальциевого состава;
- 2) мономинеральные диопсидовые породы, образующие согласные зоны и линзы среди диопсидсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, возникшие в процессе Mg-Fe-Ca метасоматизма на фронте гранитизации и относимые к магнезиальным скарнам;
- 3) мономинеральные диопсидовые породы, составляющие одну из наиболее полно проявленных метасоматических зон слюдоносных тел.

Перечисленные типы пород различаются по условиям залегания, структуре и составу главного породообразующего минерала - диоп-



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождений флогопита Алданской провинции (по данным Л.В. Антонова, Е.Г. Алтунина, Е.И. Воробьева, Б.М. Роненсона, К.В. Татарина, И.А. Почивалова, Е.С. Швецова)

*a* - Эмельджажское; *б* - Горелое; *в* - Банное; *г* - Леглиерское; *д* - Каталахское; *е* - Плесовское

1-7 - кристаллические сланцы: 1 - гиперстен-пироксен-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые, 2 - амфибол-диопсидовые, диопсидовые, 3 - биотит-амфиболовые, 4 - амфибол-плагиоклазовые, 5 - биотит-диопсид-амфиболовые, 6 - биотит-пироксен-гиперстенные, 7 - скаполит-диопсидовые; 8 - аляскитовые граниты; 9 - микроклиновые гранит-пегматиты; 10 - зоны флогопит-диопсидовых пород с промышленным оруденением; 11 - разломы, зоны милонитизации

Таблица 1

Средний химический состав (в вес. %) диопсида из различных типов докембрийских метаморфических пород

Компоненты	Из Ди-Амф Кр. сл. (6)*	Из магнезиальных скарнов стадии гранитизации (2)	Из промышлен- ных слюдонос- ных тел (16)
SiO <sub>2</sub>	50,00	50,29	50,58
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,35	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,29	4,49	4,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	2,79	2,46
FeO	7,12	4,15	1,68
MnO	0,43	0,27	0,11
MgO	12,51	13,63	15,62
CaO	22,64	22,13	24,01
Na <sub>2</sub> O	0,56	1,09	0,25
K <sub>2</sub> O	0,56	0,06	0,27
Сумма	99,36	99,25	99,45
<i>f<sub>m</sub></i>	31,57	21,38	12,24

\* В скобках - число определений.

сида (табл. 1). Первые два типа формировались в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма осадочно-вулканогенных пород, а последний возник непосредственно в процессе становления слюдоносных тел.

Среди пород, слагающих продуктивные горизонты, особого внимания заслуживают также мраморы и кальцифилы, которые, согласно данным М.А. Лицарева, Д.А. Михайлова и С.П. Мурзаева [137, 161, 168], представляют собой единственно возможный источник магния, необходимый для образования слюдоносных тел. Следует, однако, отметить, что мраморы в пределах слюдоносных полей распространены ограниченно, составляя не более 5-8% общего объема продуктивных свит. При этом, как показывают результаты химического анализа, главную массу этих пород слагают существенно кальцитовые разновидности, содержащие 0-8% MgO.

Под кальцифирами, согласно данным М.А. Лицарева [137], следует понимать карбонатные породы, в состав которых входит 10-90% некарбонатных минералов. При этом в зависимости от происхождения выделяются два типа пород. Один из них образуется в результате регионального метаморфизма первичных карбонатных отложений, другой возникает в процессе метасоматического преоб-

разования мраморов в магматическую и постмагматическую стадии метасоматизма.

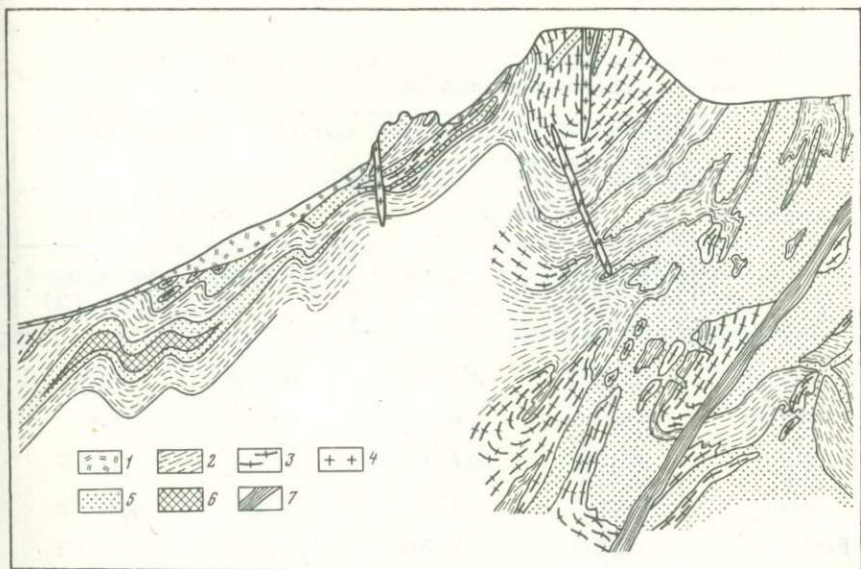
По данным автора, в пределах слюдоносных зон наиболее широко распространен весьма своеобразный тип карбонатных пород, резко отличных по условиям залегания, составу и структуре от кальцифиров, описываемых в литературе. Эти карбонатные породы представлены пластообразными или пластово-секущими телами неоднородного состава и строения, расположенными среди гнейсов, сланцев, слюдоносных тел, реже гранитоидов и имеющими с ними постепенные переходы, при собственной мощности от долей сантиметра до 10 м и более и протяженности в десятки метров (фиг. 2).

Присутствующие в таких карбонатных породах светлоокрашенные участки, помимо основного минерала — кальцита, содержат также не характерные для кальцифиров минералы, как скаполит, микроклин, плагиоклаз, амфибол, в то время как типоморфные минералы кальцифиров — форстерит и серпентин — в них отсутствуют. Постоянным минеральным компонентом этих карбонатных пород является мелкочешуйчатый флогопит. Более темные участки содержат кальцит лишь в небольшом количестве, а главные минеральные компоненты в них — амфибол, пироксен и полевой шпат, т.е. минералы вмещающих алюмосиликатных пород. В шлифах отчетливо устанавливается развитие кальцита за счет других минералов. Диопсид и флогопит из рассматриваемых карбонатных пород характеризуются высокой железистостью: соответственно 11,1–14,0 и 6,0–7,1%, тогда как в кальцифирах железистость диопсида — 2–4%, а флогопита — 1,6–2,0%.

Приведенные данные свидетельствуют о формировании рассматриваемых карбонатных пород за счет таких алюмосиликатных пород, как кристаллические сланцы, гранитоиды, флогопит-диопсидовые образования и другие, в процессе кальциевого метасоматизма, проявлявшегося в поздние стадии формирования слюдоносных тел.

Флогопитовая минерализация проявлена практически во всех породах, слагающих продуктивные горизонты. Тем не менее благоприятны для образования промышленных скоплений флогопита лишь магнезиальные сланцы (пироксен-амфиболовые, скаполит-пироксеновые, пироксеновые) с содержанием гранитоидного материала 30–50 объемн. % (табл. 2). Нередко они обогащены прослоями существенно диопсидового состава, которые встречаются в виде реликтовых включений в пределах всех известных промышленных слюдоносных зон. Слюдообразование в том или ином масштабе происходило неоднократно, однако промышленное скопление слюды ассоциирует с наиболее поздними секущими жильными телами аляскитовых гранитов, нередко имеющими штокообразную форму.

Минеральные парагенезисы, возникавшие в процессе постмагматической деятельности, по составу отвечают амфиболитовой фации метаморфизма. В связи с этим наличие таких парагенезисов весьма благоприятно для нахождения флогопитоносных тел. По характеру



Фиг. 2. Схема геологического строения Центрального участка месторождения Эмельджак (по данным С.П. Мурзаева)

1 - наносы; 2 - существенно диопсидовые и амфибол-диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы; 3 - дорудные аляскиновые граниты; 4 - пострудные микроклиновые гранит-пегматиты; 5 - флогопит-диопсидовые метасоматические породы; 6 - метасоматические карбонатные породы; 7 - зона милонитизации

образования четко различаются метасоматические пластовые и пластово-секущие слюдоносные тела, жилы и гнезда выполнения.

Метасоматические тела флогопитоносных провинций щитов широко развиты, достигая по мощности десятков, а по протяженности - сотен метров (фиг. 3). Гнезда и жилы выполнения расположены преимущественно в пределах метасоматических тел, при этом жилы имеют секущий характер залегания. Все слюдоносные тела зональны [111, 137, 168]. Однако если в метасоматических телах наиболее полно проявлены ранние зоны ( $Mu + Sk + Di$ ,  $Di + Par$ ,  $Di$ ), то в жилах и гнездах выполнения - лишь более поздние ( $Di + Fl$ ,  $Fl + Ka$ ,  $Ka$ ).

Закономерности залегания, текстура и состав породообразующих минералов метасоматических тел в значительной мере зависят от особенностей вмещающих пород. Так, тела, образованные за счет кристаллических сланцев, характеризуются согласным залеганием, параллельно-полосчатой текстурой и отсутствием отчетливо выраженной зональности, в то время как тела, развитые по гранитоидам, как правило, являются секущими и отличаются отчетливой

Таблица 2

Средний химический состав (в вес. %) силикатных и алюмо-комплексов различных слодоносных провинций

Компоненты	Провинции докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород			
	Алданская		Прибайкальская	
	Пи-Амф Кр. сл. (18)*	аляскитовый гранит (6)	Пи-Амф Кр. сл.	аляскитовый гранит (2)
SiO <sub>2</sub>	49,95	69,27	46,36	73,34
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,18	1,45	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,27	15,10	14,51	14,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,67	1,58	3,80	0,18
FeO	6,30	0,56	9,08	0,13
MnO	0,16	Сл.	0,18	-
MgO	6,18	0,50	6,92	0,13
CaO	9,88	1,74	13,38	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,83	2,63	2,38	2,91
K <sub>2</sub> O	1,38	7,45	0,51	7,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,28	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,05	-	0,36
П.п.п.	0,88	0,64	-	0,60
Сумма		99,70	98,57	99,79
f <sub>m</sub>	46,79	69,23	50,57	50,0

\*В скобках - число определений.

зональностью (фиг. 4). Химический состав флогопита из слодоносных тел различных типов показан в табл. 3. Развитие минеральных парагенезисов, входящих в состав слодоносных тел, осуществлялось неоднократно. Об этом свидетельствуют взаимные пересечения прожилков диопсид-кальцитового, диопсид-флогопитового, флогопит-кальцитового и кальцитового состава.

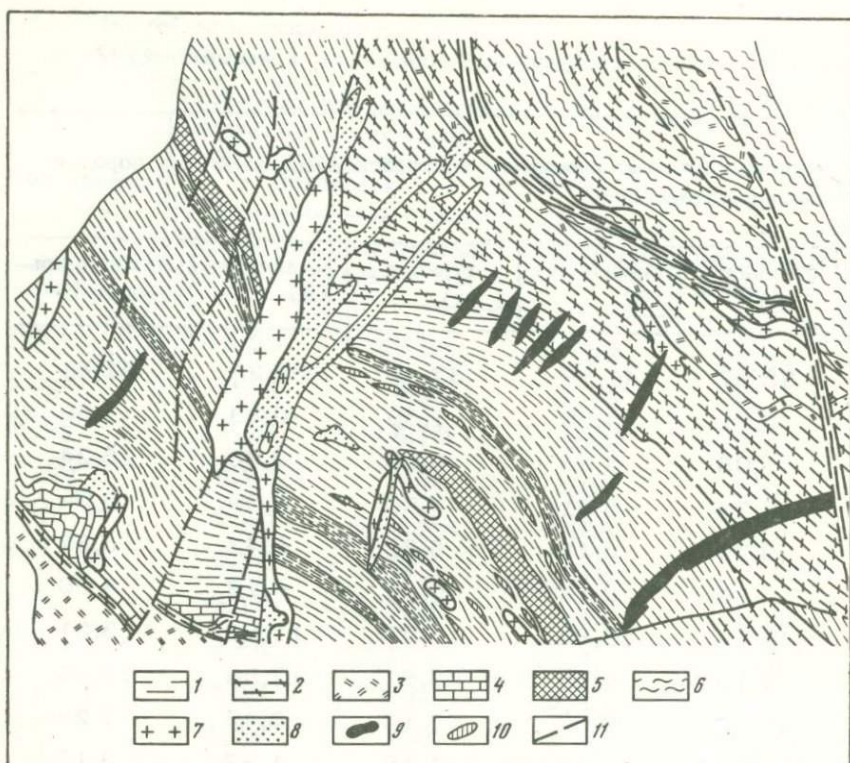
В целом флогопитоносные провинции, приуроченные к щитам, занимают значительные площади (тысячи квадратных километров), а сырье при общем достаточно высоком качестве отличается повышенной железистостью (f<sub>m</sub> = 10 - 14%). С месторождениями фло-

силикатных пород продуктивных горизонтов и магматических

Карело-Кольская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов				
оливинит (10)	пироксенит (6)	турьяит (4)	мелилитит (2)	ийолит-мельтейгит (9)
38,37	41,99	37,45	38,25	41,81
0,21	3,59	1,58	0,83	1,58
1,05	3,28	9,58	8,76	16,24
3,73	8,41	7,56	4,39	5,04
9,78	6,13	5,62	5,43	3,37
0,35	0,13	0,12	0,16	3,00
43,34	13,84	9,33	17,86	3,31
1,15	20,66	23,52	17,96	13,14
0,27	0,67	3,16	2,46	7,28
-	0,46	1,18	1,87	3,18
-	-	0,03	-	-
0,91	0,47	-	1,24	1,58
0,77	0,20	0,30	0,23	0,34
-	-	1,55	-	-
99,93	99,83	100,98	99,44	99,87
14,49	35,83	42,67	22,90	57,0

гопита парагенетически связана промышленная железорудная и фосфорная (апатитовая) минерализация.

Провинции срединных массивов (Памирская) и внутригеосинклинальных поднятий (Прибайкальская) характеризуются более слабым проявлением метаморфизма. Породы гранулитовой фации имеют резко подчиненное распространение по сравнению с породами амфиболитовой фации. Обычно развитие продуктов магматизма нормального ряда с повышенной щелочностью в конечные фазы вплоть до развития монзонитов. Чарнокиты отсутствуют, а гранитоиды носят исключительно интрузивный характер. Вмещающие породы отличаются



Фиг. 3. Схема геологического строения участка Стрелка рудника 1-4 Прибайкальской провинции (по данным Е.Я. Синякова)

1-3 - гнейсы: 1 - амфибол-диопсидовые, 2 - биотитовые, 3 - биотитовые, гиперстен-биотитовые; 4 - мраморы; 5 - кальцифиры; 6 - кварц-диопсидовые породы; 7 - аляскитовые граниты; 8 - флогопит-диопсидовые метасоматические тела; 9 - кальцит-флогопитовые жилы; 10 - зоны метасоматических изменений вмещающих пород; 11 - разломы, зоны милонитизации

значительным разнообразием. В тектоническом отношении рассматриваемые провинции характеризуются высокой активностью - здесь, наряду со сложными формами складчатой тектоники, широко проявлены разрывные нарушения, возникшие в условиях жесткой среды.

Вся промышленная флогопитовая минерализация связана с секущими жилами, выполняющими системы трещин лестничного типа. Слюдоносные метасоматические тела имеют локальное развитие в зоне непосредственного контакта магнезиальных алюмосиликатных или карбонатных пород с гранитоидами (фиг. 5).

Провинции занимают небольшие площади (десятки квадратных километров), запасы флогопита - первые десятки тысяч тонн. Ка-



Фиг. 4. Развитие флогопит-диопсидовых пород по гранитизированным кристаллическим сланцам.

1. — амфибол-диопсидовый кристаллический сланец; 2 — аляскитовый гранит; 3 — флогопит-диопсидовая метасоматическая порода

чество сырья весьма высокое, железистость флогопита не более 8%. С флогопитовыми месторождениями имеют теснейшую связь уникальные месторождения лазурита. Известны проявления апатитовых руд.

Таким образом, анализ региональных закономерностей размещения месторождений флогопита в комплексах докембрийских магнетитово-кальциевых метаморфических пород позволяет сформулировать следующие критерии их прогнозной оценки.

1. Флогопитовая минерализация распространена в пределах блоков метаморфических пород, имеющих архейский или протерозойский возраст, — на щитах, во внутригеосинклинальных поднятиях и в срединных массивах. Ее образование связано с завершающими стадиями формирования древнейших геосинклинальных областей и осуществлялось на протяжении всего протерозоя при максимуме развития в среднем протерозое.

2. Промышленная флогопитовая минерализация развивалась в пределах продуктивных горизонтов, сложенных такими высокомагнетитовыми метаморфическими образованиями, как амфибол-пироксеновые, биотит-амфибол-пироксеновые, пироксеновые породы, мраморы и кальцифиты.

3. Значительные перспективы для нахождения месторождений флогопита имеют фронтальные зоны ареалов гранитизации, содержащие породы, не затронутые или слабо измененные этим процессом. Слюдяная минерализация присутствует на участках развития гра-

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) флогопита различных провинций

Компоненты	Провинции комплексов докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических						
	Алданская				Слюдянская		
	Фл I (метасоматические тела)			Фл II (жилы выполнения)	Фл I (метасоматические тела)		
	в Пи Кр. сл. (4)*	в аляски-товых гранитах (10)	в Ка мраморах (3)	Пи Кр. сл. (7)	в Пи Кр. сл. (6)	в аляски-товых гранитах (4)	в Ка мраморах (3)
SiO <sub>2</sub>	37,68	37,43	38,29	37,77	38,04	38,79	39,28
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,52	0,40	0,50	1,26	0,78	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,47	17,00	18,13	17,19	16,34	16,38	17,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,77	2,46	1,32	1,94	1,78	0,88	0,36
FeO	4,67	2,77	2,17	2,72	4,93	2,74	0,67
MnO	0,07	0,05	0,01	0,06	0,09	0,06	0,05
MgO	22,37	23,68	25,92	23,70	21,98	25,75	25,80
CaO	0,49	0,42	0,20	0,62	0,78	0,33	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,32	0,36	0,78	0,28	0,37	0,60
K <sub>2</sub> O	9,88	9,96	9,62	9,57	9,75	10,11	9,58
F	1,50	1,81	1,60	1,93	2,05	2,90	1,23
BaO	1,38	0,94	0,64	1,41	-	0,40	1,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,59	1,62	0,80	1,20	3,30	1,25	2,39
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,77	0,70	0,80	0,27	0,27	0,30	0,21
П.п.л.	2,20	0,47	2,18	2,42	-	0,99	0,36
Сумма	101,07	100,15	102,44	102,08	100,85	102,02	99,87
F <sub>2</sub> =O	0,70	0,76	0,64	0,80	0,85	1,04	0,51
Сумма	100,37	99,39	101,80	102,00	100,0	101,98	99,36
f <sub>m</sub>	15,24	9,84	4,66	9,52	16,13	6,95	1,97

\* В скобках - число определений.

\*\* Пироксенизированных мелилитизированных.

ниоидов аляскитового состава среди пироксеносодержащих гнейсов и кристаллосланцев, реже мраморов; благоприятны участки развития кварц-полевошпатовых метасоматитов.

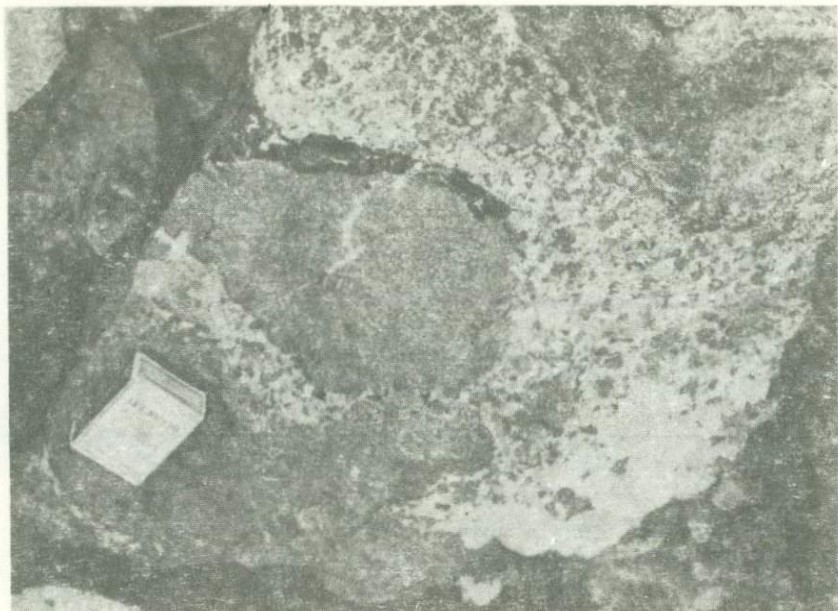
4. Весьма перспективны согласно-секущие зоны метасоматических флогопит-пироксеновых пород, заключающих секущие жилы флогопитового или кальцит-флогопитового состава. Наибольшую промышленную ценность представляют метасоматические зоны, развитые среди существенно пироксеновых гнейсов (кристаллосланцев)

пород	Провинции комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов							
	Слюдянская	Карело-Кольская			Маймеча-Котуйская			
	Фл II (жилы выполнения)	Фл I				Фл I		
	в Пи Кр. сл. (4)	в оливинитах (29)**	в турьянтах (7)	в пироксенитах (22)	в ийолитах-мельтейгитах (10)	в пироксенизированных оливинитах (3)	в гулитах (10)	в Не-Пи породах (8)
	38,64	37,6	36,3	37,5	36,55	38,69	36,79	37,5
	1,01	0,93	0,95	1,87	2,30	0,21	1,60	2,24
	16,62	13,64	15,72	15,03	13,47	14,64	17,22	13,8
	0,71	2,95	3,61	3,17	5,46	3,47	3,78	4,97
	1,61	3,15	4,10	5,56	10,0	6,20	5,44	9,48
	0,07	0,07	0,11	0,10	0,24	0,29	0,17	0,20
	25,48	24,3	22,1	22,0	17,04	21,58	21,43	18,20
	0,18	0,40	0,9	0,37	0,85	Сл.	0,46	0,20
	0,88	0,61	0,9	1,07	0,65	0,70	0,60	0,47
	9,71	7,74	5,75	8,68	8,17	9,67	8,75	9,24
	2,79	0,26	0,15	0,35	0,45	0,44	0,30	0,31
	0,20	0,54	0,3	0,54	0,25	-	0,95	0,39
	1,97	4,24	3,07	3,34	3,03	3,12	3,28	2,72
	0,22	1,71	2,8	0,4	0,96	0,36	0,06	0,31
	1,34	5,81	-	2,86	4,6	0,86	0,10	2,79
	101,48	96,29	99,79	99,70	99,86	100,25	100,00	100,12
	1,17	0,10	0,06	0,15	0,18	0,18	0,14	0,21
	100,31	96,0	99,7	99,08	99,72	100,06	100,12	100,02
	5,40	11,37	15,6	17,97	33,20	19,48	18,68	30,0

с содержанием гранитоидного материала 30 - 50 объемн. %. Такие зоны отличаются наличием крупных запасов флогопита (сотни тысяч тонн) с железистостью 10 - 13%.

5. Непосредственным указанием на наличие флогопитовых тел является развитие минеральных парагенезисов, входящих в состав флогопитоносных зон (Ка + Ди, Ди + Фл, Фл + Ка, Ка, Ка).

Флогопитоносные провинции, связанные с массивами щелочно-ультраосновной формации, распространены весьма широко. Однако



Фиг. 5. Развитие кальцита (белое) по диопсид-амфиболовым кристаллическим сланцам (темное)

промышленные скопления флогопитовых руд известны лишь в СССР — в Карело-Кольской (массивы Ковдорский, Себляярв, Вуориярви) и Маймеча-Котуйской (массивы Гулинский, Кугда, Одихинча, Бор-Урях) провинциях. Главный фактор, определяющий размещение слюдоносных провинций этого типа, — структурный. Он же в значительной мере предопределяет также размещение и промышленную значимость месторождений [55, 57, 127, 184, 264].

Размещение флогопитоносных комплексов определяется глубинными разломами, пересекающими шиты или краевые части платформ, срединные массивы или другие области завершённой складчатости.

Флогопитоносные комплексы, связанные со сквозьструктурными разломами рифтового типа, представлены полифациальными дифференцированными конфокальными массивами. Последние характеризуются большим разнообразием петрографических серий пород, соответствующих различным фазам внедрения и стадиям их постмагматического изменения. Массивы имеют отчетливую горизонтальную и вертикальную зональность [120]. Помимо флогопита, с ними может быть связана железо-титановая, редкометалльная, редкоземельная, апатитовая и баритовая минерализация [55, 127, 237]. В корах выветривания присутствуют вермикулитовые руды.

Флогопитоносные комплексы, связанные с глубинными разломами, пересекающими срединные массивы или другие области завершённой складчатости, представлены вытянутыми вдоль разломов телами трещинного типа щелочно-ультраосновного состава. Для этих

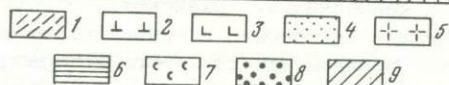
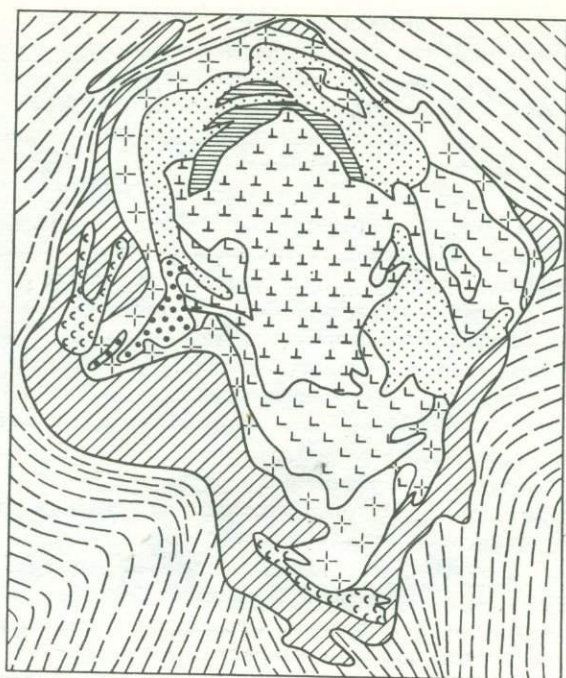
массивов характерен редуцированный набор дифференциатов магматических пород, среди которых преимущественно развиты пироксениты, в небольшом количестве присутствуют карбонатиты с  $f_m \approx 35\%$ . Рассматриваемые интрузивные массивы содержат, наряду с высокожелезистым, но обычно мелкокристаллическим флогопитом, также и апатит (Красномайский массив Кокчетавской провинции, Кокшавский массив Сихотэ-Алинской провинции) [172].

Глубинные разломы, контролируемые размещение рассматриваемых слюдоносных магматических комплексов, могут возникать в результате реакции жесткой среды стабилизированных областей на орогенические движения в сопредельных складчатых поясах. При этом разломы нередко разграничивают участки земной коры с различным геотектоническим режимом [127, 264]. Положение таких разломов может фиксироваться грабенами, флексуобразными перегибами, поясами, цепочками даек ультрабазитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных базальтоидов, а также таких метасоматитов, как фениты, карбонатные породы и др. Структурами II порядка, определяющими локализацию щелочно-ультраосновных массивов, являются региональные трещины или зоны дизъюнктивных дислокаций, поперечные и оперяющие по отношению к сквозьструктурным разломам и глубинным сколам.

Проявление массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов характеризуется большим возрастным диапазоном — от времени замыкания и консолидации архейских геосинклиналей и превращения их в платформы (гуронские и гренвиллские доверхнепротерозойские комплексы Канады) до современных образований (в рифтовых зонах Восточно-Африканской провинции) [127]. Однако образование промышленных флогопитоносных тел ограничено более узким диапазоном — от архея до перми. Последнее обстоятельство, по-видимому, связано с глобальной эволюцией комплексов щелочно-ультраосновных пород, в наиболее древних из которых представлены породы от ультраосновных до щелочных, в то время как в более молодых присутствует лишь конечные члены этого ряда.

Размещение промышленной флогопитовой минерализации в пределах массивов определяется составом интрузивных комплексов, особенностями их зональности и характером трещиноватости [73, 74, 132, 172, 224]. Промышленно флогопитоносными являются, как правило, наиболее крупные (десятки и сотни квадратных километров) полнодифференцированные массивы, в которых, наряду с высокомагнезиальными членами ультрабазитовой серии (оливинитами, дунитами, перидотитами), широко представлены конечные дифференциаты щелочно-габброидной (ийолит-мельтейгитовой) серии с интенсивным развитием постмагматических процессов.

Флогопит встречается практически во всех разновидностях пород щелочно-ультраосновных комплексов. Однако наиболее крупные концентрации относительно высококачественной слюды связаны с согласными зонами трещиноватости, локализованными в контактах высокомагнезиальных силикатных пород (оливинитов, дунитов, пе-



Фиг. 6. Схема геологического строения Ковдорского массива (по В.И. Терновому, Б.В. Афанасьеву, Б.И. Сулимову)

1 - гнейсы; 2 - оливиниты; 3 - пироксениты; 4 - мелилитсодержащие породы (мелилититы, турьяиты); 5 - щелочные породы (ийолиты, сиениты, мельтейгиты, якупирангиты); 6 - флогопит-диопсид-оливиновые породы; 7 - карбонатиты; 8 - магнетитовые руды; 9 - фениты

ридитов) с такими щелочными породами, как ийолиты и мельтейгиты. Примерами проявления месторождений флогопита подобного типа являются месторождения массивов Ковдорский, Одихинча, Кугда (фиг. 6). При этом наиболее перспективны участки чередования пироксенизированных или мелилитизированных оливинитов со щелочными породами. Помимо повышенной проницаемости, благоприятным условием для развития флогопитовой минерализации является наличие в перерабатываемых породах таких компонентов, как алюминий и магний. Определенные перспективы для нахождения менее крупных запасов высокожелезистого флогопита ( $f_m = 16-24\%$ ) представляют зоны контактов пироксенитов (мелилититов, гулитов) с ийолитами (мельтейгитами) - массивы Себлъярв, Вуориярви, Гулинский. Состав пород, вмещающих слюдоносные тела, приведен в табл. 2.

Промышленный флогопит присутствует в слюдоносных телах двух типов: 1) в согласно-секущих флогопит-форстерит-диопсидовых зо-

нах крупно- или гигантокристаллической текстуры; 2) в секущих по отношению к метасоматическим зонам жилах существенно флогопитового состава. Состав флогопита в метасоматических телах отчетливо зависит от состава вмещающих пород (см. табл. 3). Жилы, как правило, залегают внутри тел метасоматических пород и содержат более высококачественный флогопит, чем метасоматические тела. Железистость слюды 12-14%.

Помимо основной промышленной генерации флогопита, на месторождениях щелочно-ультраосновной формации широко распространены мелкокристаллические слюды более поздних (по отношению к промышленной) генераций. Это прежде всего ярко-зеленый флогопит, ассоциирующий с форстерит-магнетитовыми рудами, и красновато-бурый флогопит, образовавшийся одновременно с карбонатами. Эти слюды встречаются среди различных пород и нередко нарастают на кристаллы промышленного флогопита. Характерно, что состав этих слюд не зависит от особенностей окружающей среды [127].

Исходя из приведенных данных, критерии прогнозной оценки месторождений флогопита щелочно-ультраосновной формации заключаются в следующем.

1. Положение слюдоносных провинций определяется наличием длительно существовавших глубинных разломов на щитах, в краевых зонах платформ, во внутригеосинклинальных поднятиях и в срединных массивах. Интрузивы расположены в узлах пересечения и сочленения глубинных разломов с оперяющимися трещинами.

2. Наиболее перспективны для концентрации относительно мало-железистого флогопита полнодифференцированные массивы, содержащие мощные зоны мелилитизированных и пироксенизированных оливинитов. Массивы, характеризующиеся присутствием, наряду с ийолит-мельтейгитами, пироксенитов или мелилититов, благоприятны для нахождения более железистых слюд. Массивы, сложенные породами какой-либо одной петрографической серии, не перспективны в отношении нахождения промышленных концентраций флогопита.

3. В пределах массивов для нахождения промышленных флогопитоносных тел перспективны зоны контакта гипербазитов с телами ийолит-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, карбонатов, а также участки повышенной трещиноватости в этих породах.

## ВЫВОДЫ

Анализ закономерностей размещения в земной коре флогопитовой минерализации показывает, что последняя проявляется в участках развития калиевого метасоматоза в зонах контактов магнезиальных (карбонатных, силикатных или алюмосиликатных) и щелочных алюмосиликатных пород, таких как зоны контакта дунитов и поздних щелочных гранитов, амфиболитов и микроклиновых гранитов, доломитов, сиенитов и др. Однако промышленные концентрации крупнокристаллических слюд встречаются лишь в комплексах пород щелоч-

но-ультраосновной формации и в докембрийских метаморфических образованиях, содержащих щелочные (калиевые) граниты.

Сопоставление этих, на первый взгляд, столь различных типов месторождений позволяет наметить следующие общие для них черты.

1. На всех месторождениях эволюция слюдообразования проявилась в закономерной смене минеральных парагенезисов и в развитии латеральной и вертикальной зональности слюдоносных зон (тел), а также в сужении площадей развития слюдоносных пород с одновременным увеличением концентрации флогопита в породе в направлении метасоматические зоны → жилы → гнезда выполнения. В процессе слюдообразования ослабевало влияние вмещающей среды на характер флогопитовой минерализации, состав и морфологию породообразующих минералов, снижалась железистость слюд и улучшалось их качество при резком уменьшении масштаба слюдяной минерализации.

2. Формирование материнских магматических или метаморфических магнийсодержащих силикатных и алюмосиликатных пород (оливиниты, мелилититы, пироксениты, пироксенсодержащие кристаллосланцы или гнейсы) и развивавшихся по ним в процессе калиевого метасоматизма алюмосиликатных образований происходило без значительного перерыва во времени. При этом щелочные растворы воздействовали на большие массы глубоко прогретых, медленно остывавших пород. Различия в условиях формирования месторождений рассматриваемых типов, заключающиеся в том, что на одном уровне имела место дифференциация верхнего гранитного слоя земной коры, а на другом — дифференциация магматического очага, определили различия в составе слюдовмещающих пород и в условиях образования минералов. Это в свою очередь не могло не отразиться на качестве и объеме промышленной минерализации.

*Ф. М. Ройзенман, Б. М. Роненсон, В. М. Ройзенман,  
В. А. Утенков, С. П. Фортунатов*

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ АЛДАНА

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Формирование крупных тел флогопитоносных метасоматитов Алдана являлось заключительным звеном в петрогенетической цепи, в которой связаны между собой так называемые диопсидовые породы различного облика и происхождения. Выделяются четыре последовательные генерации диопсидовых пород: 1) метаморфические диопсидовые кристаллосланцы; 2) магнезиальные скарны магматического

этапа; 3) магнезиальные скарны постмагматического этапа; 4) гигантокристаллические флогопитоносные метасоматиты зон собира- тельной перекристаллизации. Каждая генерация диопсидовых пород занимает вполне определенное положение в истории геологического развития Алданской провинции, характеризуется специфической тек- тонической позицией и обладает отчетливыми отличиями состава, текстурно-структурных особенностей и температурных условий об- разования.

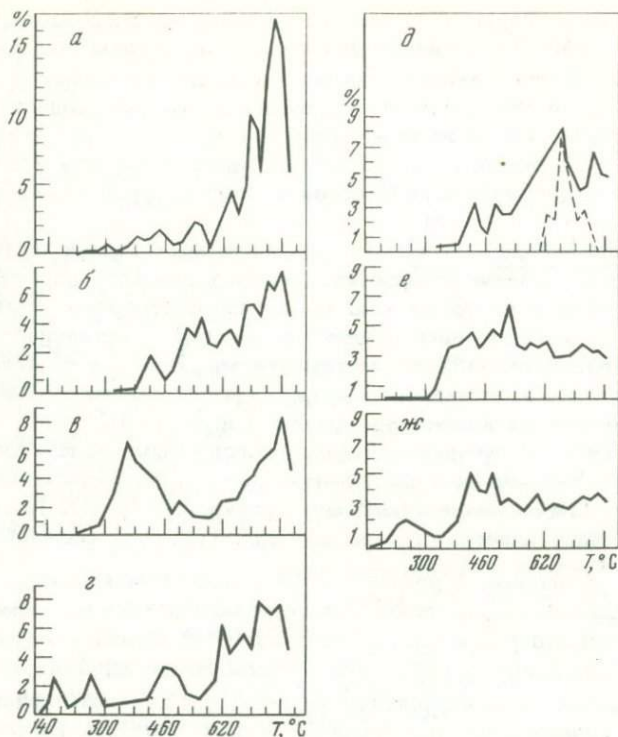
Диопсидовые кристаллосланцы являются характерной частью ли- тологического разреза федоровской свиты алданского докембрийско- го метаморфического комплекса. В разрезе федоровской свиты эти породы закономерно переслаиваются с другими кристаллическими сланцами гранулитовой фации метаморфизма. Всего в составе фе- доровской свиты известны две пачки с существенным объемом дио- псидовых кристаллосланцев, их условные индексы III<sub>3</sub> и IV<sub>2</sub> [181]. Пачка III<sub>3</sub> сложена преимущественно диопсидовыми кристаллослан- цами, среди которых имеются два-три пропалтка диопсид-рогово- обманковых плагиосланцев (мощность пачки 20-40 м). Пачка IV<sub>2</sub> состоит из пяти пластов: три из них (IV<sub>2</sub><sup>1</sup>, IV<sub>2</sub><sup>3</sup>, IV<sub>2</sub><sup>5</sup>) сложены преиму- щественно сланцами, а два (IV<sub>2</sub><sup>2</sup>, IV<sub>2</sub><sup>4</sup>) - диопсид-роговообманковы- ми плагиосланцами с прослоями гиперстен-диопсид-роговообманковых плагиосланцев. Наиболее мощный (15-25 м) на Алдане пласт диопсидо- вых кристаллосланцев - IV<sub>2</sub><sup>3</sup>. Общая мощность пачки IV<sub>2</sub> 25-90 м.

Диопсидовые кристаллосланцы по латерали переходят главным образом в диопсидовые плагиосланцы и плагиогнейсы. На отдельных участках в них имеются небольшие линзы карбонатных пород. Наряду с другими метаморфическими породами, диопсидовые кристалло- сланцы смяты в складки, скарнированы, мигматизированы и прорва- ны телами гранитоидов.

Диопсидовые кристаллосланцы - это массивные мелко- или сред- незернистые породы, состоящие в основном из диопсида ( $N_g = 1,700 - 1,712$ ;  $N_p = 1,672 - 1,683$ ;  $2V_{N_g} = 56-62^\circ$ ;  $\angle c: N_g = 41-48^\circ$ ;  $f_m = 0,10-0,27$ ). Характерна примесь до 5% темно-зеленой шпинели - плеонаста ( $N_g = 1,724-1,748$ ;  $f_m = 0,28-0,45$ ) или магнетита.

Графики декрепитации газово-жидких включений для всех изучен- ных проб диопсидовых кристаллосланцев близки между собой. На декрептограммах выделяется один главный пик в интервале 660- 820°C (фиг. 1, а). На усредненном графике декрепитации диопсидо- вых кристаллосланцев (см. фиг. 1, б) в этом интервале можно вы- делить два максимума - при температурах 700 и 760°C. Декреп- тограмма диопсидовых кристаллосланцев аналогична декрептограм- ме гиперстен-диопсид-роговообманковых плагиосланцев федоровской свиты, на которой также доминирует высокотемпературный (600- 820°C) пик растрескивания включений с максимумами при 690 и 780°C (см. фиг. 1, в).

Диопсидовые скарны магматического (мигматитового) этапа развиты главным образом по диопсидовым кристаллосланцам в виде



Фиг. 1. Изменение термозвуковой активности в рядах диопсидовый кристаллический сланец — флогопитоносный диопсидовый метасоматит (а-г) и гиперстен-диопсид-роговообманковый плагиосланец — биотитовый мигматит (д-ж)

а — диопсидовые кристаллосланцы; б — диопсидовые скарны магматического этапа; в — диопсидовые скарны постмагматического этапа, безрудные; г — флогопитоносные диопсидовые метасоматиты; д — пироксен-гиперстен-роговообманковые плагиосланцы (пунктиром показан график плотности распределения температур, определенных по методу Л.Л. Перчука); е — роговообманковые плагиомигматиты; ж — биотит-роговообманковые плагиомикроклиновые теневые мигматиты

прожилков, полосчатых, сетчатых или линзовидных тел. Известны также диопсидовые скарны этого этапа, которые образуются за счет карбонатных пород — доломитов и форстерит-шпинелевых кальцифиров; однако подобные магнезиальные скарны, как и карбонатные породы, распространены значительно меньше и не играют заметной роли в последующем флогопитообразовании.

Формирование магнезиальных скарнов магматического этапа по диопсидовым кристаллосланцам является региональным процессом. Оно протекало параллельно с мигматизацией вмещающих плагиослан-

цев, несколько опережая последнюю. Магнезиальные скарны магматического этапа пересекаются телами аляскитовых гранитов, орто-тектитов и пегматитов.

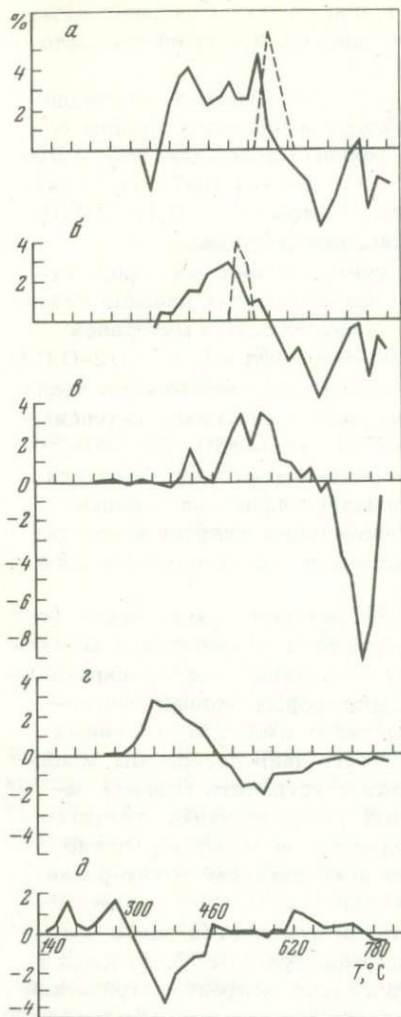
Диопсидовые скарны, развитые за счет диопсидовых кристаллосланцев, имеют среднезернистую структуру и преимущественно полосчатую текстуру. Они сложены в основном диопсидом ( $2V_{Ng} = 59-60^\circ; f_m = 0,11-0,21$ ), паргаситом ( $Ng = 1,664-1,667; 2V_{Ng} = 68-72; < c: Ng = 23^\circ; f_m = 0,17-0,20$ ), флогопитом ( $f_m = 0,10-0,16$ ), шпинелью, скаполитом, магнетитом, цирконом, сфеном.

Диопсидовые скарны, развитые за счет карбонатных пород, отчетливо отличаются от апосланцевых магнезиальных скарнов светлой окраской, обусловленной меньшей железистостью минералов ( $Li - f_m = 0,03-0,09; Par - f_m = 0,05-0,13; \Phi - f_m = 0,02-0,03$ ).

На декрептограммах диопсидовых скарнов магматического этапа (см. фиг. 1, *в*) выделяются три температурных интервала интенсивного растрескивания включений: 660–820, 460–660, 360–460°C. Первый из интервалов обусловлен растрескиванием газовой-жидких включений в реликтовых зернах диопсидовых кристаллосланцев, второй является типоморфным для магнезиальных скарнов магматического этапа, третий обусловлен наложением постмагматического метасоматизма.

Декрептограмма диопсидовых скарнов магматического этапа (см. фиг. 1, *в*) уверенно сопоставляется с графиком декрепитации биотитово-роговообманковых плагиомигматитов и биотитовых плагиомикроклиновых мигматитов по гиперстен-диопсид-роговообманковым плагиосланцам (см. фиг. 1, *е, ж*). Наиболее наглядно сходство указанных графиков выявляется, если из них вычсть декрептограммы исходных пород (см. фиг. 1, *б, е*), что позволяет устранить влияние реликтовых включений. Анализ полученных таким способом графиков (фиг. 2, *а-в*) позволяет сделать следующие выводы: 1) плагиомигматиты характеризуются усиленной декрепитацией в интервале температур 540–600°C с максимумом при 560°C; 2) на декрептограммах плагиомикроклиновых мигматитов отмечается пик в интервале температур 460–540°C с максимумом при 500°C; 3) диопсидовые скарны магматического этапа обладают декрептометрической активностью в обоих указанных интервалах температур. Это может свидетельствовать о протекании процессов магнезиального скарнирования в тех же температурных условиях, что и плагиомигматизация и плагиомикроклиновая мигматизация.

Диопсидовые скарны постмагматического этапа развиты локально в виде метасоматических зон или жил на участках пересечения пластов диопсидовых кристаллосланцев зонами сетчатых и глыбовых мигматитов. Инъекционный материал в последних представлен гранитами и ортотектитами. Магнезиально-скарновые зоны постмагматического этапа формировались за счет метасоматического замещения диопсидовых кристаллосланцев, а также апосланцевых магнезиальных скарнов магматического этапа и гранитоидов; реже магнезиальному скарнированию подвергались плагиосланцы и карбонатные



Фиг. 2. Графики, полученные вычитанием декрептограмм

*а* — плагиомигматит — плагиосланец; *б* — теневой плагиомикроклиновый мигматит — плагиосланец; *в* — диопсидовый скарн магматического этапа — диопсидовый кристаллосланец; *г* — диопсидовый скарн постмагматического этапа — диопсидовый кристаллосланец; *д* — флогопитоносный диопсидовый метасоматит — диопсидовый скарн постмагматического этапа; пунктиром для сравнения показаны графики плотности распределения температур, определенных по методу Л.Л. Перчука: *а* — для плагиомигматитов, *б* — для теневых плагиомикроклиновых мигматитов

породы. Жилы постмагматических магнезиальных скарнов имеют меньшие размеры, чем магнезиально-скарновые зоны, более четко локализованы и зональны. Как правило, они пересекают слоистость под значительно большим углом, чем зоны, часто имеют поперечно-секущее, лестничное залегание. Жилы рассматриваемых скарнов развиты в основном по плагиосланцам, мигматитам и гранитам, но берут начало всегда в метасоматических зонах, образующихся по диопсидовым кристаллосланцам, являясь по существу апофизами магнезиальных скарновых зон.

Диопсидовые скарны постмагматического этапа — обычно крупнозернистые массивные породы. Они состоят преимущественно из диопсида ( $N_g = 1,703-1,714$ ;  $2V_{Ng} = 59-60^\circ$ ;  $\langle c : Ng = 38-44^\circ$ ;  $f_m = 0,09-0,11$ ), паргасита ( $f_m = 0,17-0,18$ ), флогопита ( $f_m = 0,08-0,10$ ). Реже отмечаются скаполит, кальцит, шпинель, апатит, магнетит. Магнезиальные скарны постмагматического этапа образовались после гранитов и ортотектитов, но до внедрения пегматитов. Рассматриваемая генерация диопсидовых пород содержит мелкие тела промышленного флогопита.

График декрепитации постмагматических магнезиальных скарнов (см. фиг. 1, *з*) характеризуется двумя отчетливыми пиками в интервалах температур 660–820 и 300–480°C с максимумами соответственно при 780 и 380°C. Первый пик является реликтовым, второй – типоморфным для постмагматических магнезиальных скарнов. Именно он остается в положительной области на графике (см. фиг. 2, *з*), полученном путем вычитания из декрептограммы постмагматического магнезиального скарна (см. фиг. 1, *з*) графика декрепитации диопсидового кристаллосланца (см. фиг. 1, *б*).

Флогопитоносные диопсидовые метасоматиты постмагматического этапа представляют собой участки собирательной перекристаллизации, метасоматической переработки магнезиальных скарнов предыдущей генерации и по минеральному составу аналогичны последним. Однако флогопитоносные метасоматиты содержат наиболее крупные, нередко даже гигантские кристаллы флогопита и других минералов и в среднем более 100 кг/м<sup>3</sup> слюды. Участки с такими содержаниями промышленных кристаллов флогопита могут быть названы "столами". Количество их в Алданской провинции невелико: 2–4 на одном месторождении, однако именно они являются главными поставщиками промышленного флогопита. Собирательная перекристаллизация и образование крупных промышленных кристаллов флогопита развивались как в пределах слюдоносных зон, так и в лестничных жилах.

Декрептограмма флогопитоносных метасоматитов (см. фиг. 1, *д*) характеризуется большой сложностью, что отражает длительную историю формирования этих пород. На декрептограмме флогопитоносных метасоматитов отчетливо выделяется особый пик взрывания включений при температурах ниже 300°C, отсутствующий на декрептограммах всех остальных диопсидовых пород. Этот интервал декрепитации, особенно четко вырисовывающийся после вычитания (см. фиг. 2, *д*) из декрептограммы флогопитоносных метасоматитов (см. фиг. 1, *д*) графика декрепитации постмагматического магнезиального скарна (см. фиг. 1, *з*), может быть принят как типоморфный для флогопитоносных метасоматитов. Для газово-жидких включений низкотемпературного интервала (ниже 300°C) характерно повышенное, по сравнению с постмагматическими магнезиальными скарнами предыдущего этапа, содержание углекислоты. Вокруг флогопитоносных столбов на расстоянии до 50 м от них фиксируются низкотемпературные (ниже 300°C) углекислотные "ореолы пропаривания".

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Последовательное формирование различных типов диопсидовых пород является обязательным условием возникновения промышленных месторождений флогопита. При этом собственно рудным телом является лишь IV генерация диопсидовых пород.

Возможности формирования последовательных генераций диопсидовых пород, в заключительные стадии процесса – флогопитоносных метасоматитов обусловлены особенностями состава и строения фелдоровской свиты. Именно в ней имеется наиболее мощная пачка  $IV_2$ , содержащая несколько пластов диопсидовых кристаллосланцев. Все флогопитовые месторождения Алдана приурочены к этой пачке, а флогопитоносные столбы – к наиболее мощному пласту диопсидовых кристаллосланцев –  $IV_2^3$ . Объем диопсидовых кристаллосланцев многократно увеличивается на участках, где пачка  $IV_2$  смята в дисгармоничные складки. Размеры возникавших при складчатости узлов диопсидовых кристаллосланцев в значительной степени зависят от мощности пачки, сминавшейся в складки. Так, при мощности продуктивной пачки до 45 м амплитуда<sup>1</sup> складок менее 40 м. В пачке мощностью 45–80 м могла образоваться дисгармоничная складка с амплитудой до 80–150 м. При мощности пачки более 80 м амплитуда складок превышает 180 м.

Как было показано ранее, флогопитоносные складки с амплитудой 80–150 м и шириной 20–35 м могут быть названы “оптимальными структурами” [194]. В таких структурах сопряженные антиклиналь и синклинали оказываются тесно прижатыми друг к другу – отношение амплитуды к ширине составляет 4–6. В оптимальных структурах сосредоточены огромные массы диопсидовых кристаллосланцев. Сравнительно мелкие складки с амплитудой до 40 м и крупные складки с амплитудой свыше 180 м (отношение амплитуды к ширине 1,7–2,5) являлись более открытыми; антиклинали оказывались отделенными от синклиналей, в результате чего единые узлы диопсидовых кристаллосланцев не образовывались.

Оптимальные структуры сопровождаются крупными кососекущими разрывами, вдоль которых формировались зоны глыбовых и сетчатых мигматитов также большого размера. По простиранию и падению указанных зон отмечается следующая типичная смена геологических образований: однородная дайка гранита или ортотектита → зона глыбового мигматита → зона сетчатого мигматита → зона трещиноватости диопсидовых кристаллосланцев. При последующих постмагматических процессах большая поверхность контактов диопсидовых кристаллосланцев и ранних апосланцевых скарнов с гранитоидами в указанных зонах кососекущих разрывов способствовала образованию крупных тел флогопитоносных метасоматитов. Наблюдения показывают, что

<sup>1</sup> Амплитудой дисгармоничной складки названо кратчайшее расстояние между шарнирами сопряженных антиклинали и синклинали на одном стратиграфическом уровне. Эффективная амплитуда – то же расстояние, но взятое между шарниром антиклинали по кровле пласта и шарниром сопряженной синклинали по подошве пласта. Ширина дисгармоничной складки – кратчайшее расстояние между осевыми поверхностями сопряженных антиклинали и синклинали.

Таблица 1

Параметры (в м) оптимальных структур – складок волочения и приуроченных к ним крупных слюдоносных тел в пределах Алданских месторождений флогопита

Месторождение	Участок	Эффективная амплитуда складки волочения	Полный вертикальный размах рудной зоны	Видимая длина складки волочения	Длина слюдоносной зоны	Ширина складки волочения	Мощность рудной зоны
Южное	Карьер-4, зоны I-VI и XIII	195	165	330	300	24	20
"	Зона XVI-XVII-XVIII <sup>a</sup>	142	135	320	305	31	25
Безымянное	Карьер-2	170	180	290	260	22	20
"	Карьер-4	185	180	300	270	28	25
Леглиерское	Карьер-1	170	150	340	290	35	24
Средние параметры из данных по всем месторождениям		172	162	316	285	28	23

в пределах кососекущих разрывов флогопитоносные столбы сформированы на месте сетчатых мигматитов, что, по-видимому, объясняется оптимальным соотношением алюмосиликатного и магнезиального материала. Как увеличение, так и уменьшение массы гранитоидов в подобных зонах сопровождается резким сокращением слюдоносности.

Формировавшиеся в оптимальных структурах зоны флогопитоносных метасоматитов имеют следующие размеры: длину 260–300 м, протяженность на глубину 140–170 м и по склонению на 400–500 м. Как видно из табл. 1, основные размеры флогопитоносных зон близки к параметрам контролирующих их оптимальных структур – складок. Эта тесная зависимость параметров дает возможность достаточно точно прогнозировать масштабы промышленного ослюденения по размерам рудоконтролирующей оптимальной структуры.

В качестве типичного примера, отражающего закономерности размещения зон флогопитоносных метасоматитов, можно рассмотреть геологический план горизонта 1130 м месторождения Южное. На фиг. 3 (вкл.) видно, что продуктивная пачка IV<sub>2</sub> состоит из пяти пластов, три из которых (IV<sub>2</sub><sup>1</sup>, IV<sub>2</sub><sup>3</sup>, IV<sub>2</sub><sup>5</sup>) сложены преимущественно диопсидовыми и шпинель-диопсидовыми кристаллосланцами. Два промежуточных пласта (IV<sub>2</sub><sup>2</sup>, IV<sub>2</sub><sup>4</sup>) представлены диопсид-роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиосланцами. Мощности пластов (в м): IV<sub>2</sub><sup>1</sup> – 7–9; IV<sub>2</sub><sup>2</sup> – 15–20; IV<sub>2</sub><sup>3</sup> – 20–23; IV<sub>2</sub><sup>4</sup> – 16–21; IV<sub>2</sub><sup>5</sup> –

Таблица 2

Параметры слюдоносных зон и контролирующих их складок на Южном месторождении флогопита

№ слюдоносной зоны	Запасы флогопита, тыс. т	Максимальные параметры слюдоносной зоны, м			№ рудоконтролирующей складки	Параметры рудоконтролирующей складки, м			
		протяженность по вертикали	мощность	длина		амплитуда	ширина	видимая длина	отношение амплитуды к ширине
VIII-XV	0,3	60	8	85	6	35	21	140	1,7
XIV-XVI-XVII	33	80	25	305	7	126	31	320	4,1
VII	0,1	30	6	30	8	12	7	60	1,7
	0,6	30	10	40	9	31	15	130	2,1
I-VI, XIII	43	165	20	300	10	148	24	330	6,2
IX-XX, XXI	25	100	30	350	10	150	26	500	5,7
V <sup>a</sup>	0,2	35	6	55	12	22	10	110	2,2
X-XI, II, III-V	1,0	30	12	162	14	200	80	420	2,5

7-9; а всей пачки IV<sub>2</sub> - 68-77 м. Пачка IV<sub>2</sub> смята в серию дисгармоничных складок, причем более мощный пласт IV<sub>2</sub><sup>3</sup> образует более крупные складки. Всего на месторождении Южное в пределах пласта IV<sub>2</sub><sup>3</sup> закартированы 14 складок, пять из них (№ 6-10) фиксируются на горизонте 1130 м. В табл. 2 приведены параметры складок и приуроченных к ним флогопитоносных зон. Мелкими складками № 6, 8, 9, 12 и крупной складкой № 14 контролируются небольшие слюдоносные зоны с запасами 0,2-1 тыс. т. Главные флогопитоносные столбы месторождения приурочены к складкам № 7 и 10. В складке № 7 расположена флогопитоносная зона XIV-XVI-XVII-XVIII с запасами 33 тыс. т (восточная часть плана на фиг. 3). Складкой № 10 контролируется размещение крупной слюдоносной зоны I-VI, находящейся выше горизонта 1130 м, зоны XIII и ниже по склонению зоны XIX-XX-XXI в пределах западной части горизонта 1130 м с общими запасами во всех трех зонах более 68 тыс. т. Вполне вероятно обнаружение новых крупных слюдоносных зон и по склонению складки № 7 в западном направлении.

Как видно на фиг. 3, все слюдоносные зоны локализованы в пределах участков пересечения дисгармоничных складок зонами глыбовых и сетчатых мигматитов. В пластах диопсидовых кристаллосланцев IV<sub>2</sub><sup>1</sup> и IV<sub>2</sub><sup>5</sup> дисгармоничные складки характеризуются малыми размерами. Соответственно этому невелики и размеры флогопитоносных зон, приуроченных к этим складкам.

Поперечные разрывы, фиксирующиеся жилами пегматитов, разделяют месторождение на ряд блоков, в той или иной степени смещенных один относительно другого (см. фиг. 3). Наиболее крупные смещения, достигающие 30 м, установлены в восточной части шахтного поля.



1. Исходной предпосылкой эффективности поисков крупных флогопитоносных месторождений, в том числе не выходящих на дневную поверхность, является наличие в пределах пород федоровской свиты участков, в которых пачка диопсидовых кристаллосланцев  $IV_2$  смята в дисгармоничную складку оптимальных размеров, т.е. с амплитудой 80–150 м и шириной 20–35 м.

2. Флогопитоносные тела контролируются участками пересечения диопсидовых кристаллосланцев зонами сетчатых и глыбовых мигматитов. Наиболее богатые скопления промышленного флогопита формировались на месте сетчатого мигматита.

3. Гигантокристаллические флогопитоносные метасоматиты являются конечным звеном в длинной цепи образования и изменения диопсидовых пород.

4. Различные генерации диопсидовых пород характеризуются определенными особенностями состава, структуры, текстуры и температур образования. Для объективной и оперативной генетической диагностики диопсидовых пород может быть использован метод декрепитации газово-жидких включений. По данным декрепитации, выделяются следующие генерации диопсидовых пород:

1) мелкозернистые диопсидовые и шпинель-диопсидовые кристаллосланцы (интервал температур декрепитации 660–820<sup>0</sup>С);

2) среднезернистые, обычно полосчатые магнезиальные скарны магматического этапа, содержащие флогопит, паргасит, шпинель и скаполит (интервал температур декрепитации 460–660<sup>0</sup>С);

3) крупнозернистые диопсидовые скарны постмагматического этапа, бесслюдяные или с рассеянным ослюдением, содержащие флогопит, паргасит, шпинель и скаполит (интервал температур декрепитации 300–460<sup>0</sup>);

4) гигантокристаллические флогопитоносные диопсидовые метасоматиты – флогопитоносные столбы (температура декрепитации ниже 300<sup>0</sup>С);

5. На расстояниях до 50 м от флогопитоносных столбов, по данным декрепитации, выявлены низкотемпературные (ниже 300<sup>0</sup>С) "ореолы пропаривания", характеризующиеся высокими содержаниями во включениях углекислоты. Обнаружение таких ореолов является благоприятной предпосылкой для поисков и оценки промышленных флогопитоносных тел.

Таким образом, наиболее рациональная методика поисков крупных флогопитоносных тел включает крупномасштабное геологическое картирование, выделение оптимальных структур – структурных ловушек с последующим оконтуриванием рудных тел по низкотемпературным "ореолам пропаривания".

**ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ  
ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
АЛДАНСКОГО ШИТА  
В СВЕТЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Главная закономерность размещения флогопитовых месторождений Алданского шита — постоянная приуроченность к толще пород, выделяемой в федоровскую свиту. Поэтому была поставлена задача всестороннего и систематического исследования химического состава исходных пород федоровской свиты и разнообразных продуктов их изменения.

История развития флогопитоносных участков складывается из трех этапов: метаморфического, ультраметаморфического и постмагматического. В первый этап формировались кристаллические сланцы гранулитовой фации. Они не содержат никаких реликтов и являются исходными для последующих преобразований. Во второй этап образовывались породы, составляющие самую обширную по распространению в пределах современного эрозионного среза группу. Это продукты ультраметаморфических преобразований сланцев гранулитовой фации: мигматиты, гранитоиды, базификаты и скарны. В третий этап развивались метасоматические породы с промышленным флогопитом, занимающие секущее положение по отношению ко всем породам, сформированным в два предшествующих этапа.

Между вторым и первым этапами существовал значительный перерыв; фиксируемый в значениях радиологического возраста флогопитовых месторождений и метаморфических образований Алданского шита в целом [50, 197, 198 и др.]. Третий этап, как показали исследования, являлся продолжением предыдущего без существенного перерыва во времени, в связи с чем более правильно рассматривать его как завершающую стадию предшествующего этапа.

Для выявления геохимических тенденций процессов преобразования различных пород и формирования флогопитоносных метасоматитов были опробованы и проанализированы все наиболее часто встречающиеся разновидности сланцев гранулитовой фации, промежуточные и конечные продукты ультраметаморфизма исходных пород, а также флогопитоносные метасоматиты. Опробование проведено по пласту тех или иных пород гранулитовой фации, прослеженных в участки сплошного развития ультраметаморфитов и постмагматических метасоматитов. Главнейшие тенденции изменения химизма пород при ультраметаморфизме и метасоматизме выявлены путем сопоставления составов исходных пород и развитых за их счет образований.

В табл. 1 и 2 приведены результаты химического анализа проб по семи разрезам, характеризующим особенности преобразования на ультраметаморфическом этапе тех разновидностей кристаллических сланцев, которые в стратиграфическом разрезе толщи состав-

ляют около 80%. Представленные разрезы исследованы на Канкунском флогопитоносном поле.

В зоне ультраметаморфизма кристаллические сланцы превращены в мигматиты. В подавляющем большинстве случаев это преобразование осуществляется постепенно, путем накопления в породе минералов, характерных для амфиболитовой фации, и формирования новых парагенетических ассоциаций, соответствующих данной термодинамической обстановке. Особенности и последовательность таких минеральных преобразований достаточно подробно рассмотрены ранее [272 и др.]. Они начинались со структурной перестройки и интенсивного развития каемчатых и пойкилобластовых выделений таких минералов, как биотит, сине-зеленая роговая обманка. Далее осуществлялось "раскисление" и разрастание зерен плагиоклаза, появлялись новообразования кварца, а затем и калиевого полевого шпата. В конечном счете уменьшалось число и содержание темноцветных минералов и увеличивалось количество полевых шпатов и кварца. Как промежуточный продукт формировались плагиомигматиты, а в качестве конечного — теньевые калиевополевошпатовые мигматиты, по составу очень мало отличающиеся от гранитов.

Сопряженно с мигматитами образовывались меланократовые, существенно роговообманковые породы — базификаты. Установлена следующая закономерность: чем более основным составом характеризуется исходный кристаллический сланец, тем больше мощность зон постепенного перехода и количество базификатов и тем ближе по составу к граносиенитам и сиенитам теньевые полевошпатовые мигматиты.

Из данных табл. 1 следует, что все мигматиты по сравнению с исходными кристаллосланцами характеризуются более высокими концентрациями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и более низкими  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и п.п.п. Изменение содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в ряду: (0) кристаллосланец → (1) плагиомигматит → (2) калиевополевошпатовый мигматит неоднозначно по разным разрезам. Однако в общем случае выявлена закономерность, заключающаяся в том, что интервал их концентраций по мере перехода к калиевополевошпатовым мигматитам уменьшается, а средние значения содержаний сохраняются примерно на одном уровне. В результате создается впечатление, что подобные преобразования сопровождаются перераспределением глинозема и натрия между слоями различных кристаллосланцев.

Редкие элементы по особенностям распределения в этом же ряду могут быть разделены на три группы (см. табл. 2): 1) элементы, содержания которых последовательно увеличиваются в каждом изученном разрезе (Rb, Ba) или обнаруживают тенденции к увеличению (Pb); 2) элементы, концентрации которых в последовательных продуктах изменений постепенно уменьшаются (Sn) или существенно уменьшаются в теньевых калиевополевошпатовых мигматитах, а в плагиомигматитах сохраняются на том же уровне, что и в крис-

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) сланцев гранулитовой фации преобразований

Разрез	Группа	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	I-1-a	Би-Гип Кр. сл.	53,91	0,39	16,14	2,60
	I-1-б	Плаггиомигматит	60,02	1,10	14,78	1,79
	I-1-Кпш	Кпш мигматит	73,82	0,22	12,74	0,80
	II-2-a	Гип-Ро Кр. сл. (по- дошва пласта)	53,60	1,22	17,16	2,97
	II-2-б	Гип-Ро Кр. сл. (цент- ральная часть пласта)	51,46	1,11	15,80	2,46
2	II-2-в	Гип-Ро Кр. сл. (кровля пласта)	53,98	0,98	15,00	3,18
	II-5-Пл	Плаггиомигматит	68,00	0,77	15,00	0,82
	II-4-Кпш	Кпш мигматит	68,82	0,55	13,59	1,13
3	III-2-a	Ро-Ди Кр. сл.	51,30	1,10	15,50	4,53
	III-2-Пл	Плаггиомигматит	52,49	1,40	17,49	4,61
	2-150	Ди-Ро Кр. сл.	46,14	1,12	17,32	4,75
4	2-151	Плаггиомигматит	52,60	1,02	19,20	3,88
	2-152	Кпш мигматит	65,10	0,50	14,95	1,62
	209-п	Базификат	45,56	0,92	13,59	3,76
	198-п	Ди Кр. сл.	44,04	0,32	23,73	1,12
	195-п	Ди-Ск скарн	45,72	0,37	17,94	1,06
5	Ю-284	Кпш мигматит	74,62	0,08	13,62	0,14
	Ю-291	Базификат	42,63	1,37	14,87	3,71
	VII-2	Кв-Ди Кр. сл.	54,74	0,99	13,57	1,71
	206-п	Кв-Ди-Ск скарн	56,83	0,50	12,33	1,67
	Ю-298	Кпш мигматит	63,99	0,11	14,96	0,78
6	Ю-300	Мигматит-гранит	75,95	0,08	12,75	0,30
	205-п	Ди плаггиогнейс	58,91	0,76	13,24	1,72
7	Ю-302	Кв-Ди-Ск скарн	65,95	0,24	16,90	0,66
	Ю-299	Кв-Ди-Ск скарн	65,39	0,09	1,32	1,11
	VII-3-Кпш	Кпш мигматит	67,50	0,25	14,95	0,10

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР. Аналитики К.А. Клепикова, Т.К. Бакалейникова, Р.М. Журавлева, В.К. Халтуева.

федоровской свиты и продуктов их ультраметаморфических

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
	7,12	Не обн.	6,00	4,56	4,31	1,93	1,78
	5,28	"	4,00	3,92	3,50	3,25	1,08
	0,35	"	0,30	1,40	3,24	5,42	0,60
	5,98	"	3,42	7,14	4,31	1,57	1,48
	6,51	"	5,34	9,52	4,05	1,20	1,37
	5,18	"	6,50	7,57	3,92	1,57	0,96
	2,28	"	1,60	3,66	3,78	1,81	1,00
	1,58	"	1,40	3,50	3,65	4,70	0,84
	5,28	"	4,02	8,40	5,54	1,32	1,80
	4,75	"	3,42	8,20	5,13	1,32	0,69
	5,91	0,07	8,37	10,94	3,96	1,32	0,24
	3,89	0,08	2,72	6,73	5,87	1,61	0,84
	1,00	0,05	0,91	3,51	3,81	6,56	0,60
	6,18	0,21	10,30	11,87	2,96	1,76	2,07
	2,28	0,08	6,40	21,45	0,60	0,20	0,37
	5,48	0,13	5,19	20,13	1,65	0,58	1,34
	0,14	Сл.	0,38	1,11	1,76	8,19	0,24
	5,33	0,12	13,09	14,89	1,35	1,81	0,80
	6,24	Не обн.	2,61	17,52	1,08	0,24	0,86
	4,26	0,30	2,92	17,57	1,19	0,41	1,49
	1,26	0,08	2,32	7,14	3,69	4,19	0,62
	0,36	0,02	0,25	2,59	2,57	6,19	0,46
	4,90	0,16	2,94	13,09	2,32	0,54	0,74
	1,62	0,06	1,00	7,98	4,02	0,88	0,96
	1,26	0,07	1,30	7,98	4,46	0,96	0,95
	0,88	Не обн.	2,00	4,20	3,38	5,90	0,53

таллосланцах (Co, Ni), или увеличиваются (Cr, V); 3) элементы, в распределении содержаний которых не обнаруживаются четкие закономерности по всем изученным разрезам (Li, Be, Sr, TR, Y), хотя в плаггиомигматитах и для этих элементов сравнительно часто фиксируется увеличение содержаний.

Иные геохимические особенности выявлены для базификатов (см. табл. 1, 2, разрезы 4, 5). По сравнению с исходными кристаллосланцами базификаты обеднены SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и обогащены основаниями и редкими элементами группы железа. В то же время в базификатах, как и в мигматитах, увеличивается содержание щелочей, особенно K, Rb и Ba. Тенденции химизма процессов мигматизации и базификации, как было показано ранее [181], во многом противоположны. Можно предполагать, что при базификации отлагалось

большинство компонентов, выносимых при мигматизации. Однако это явление нельзя рассматривать как простую дифференциацию исходного материала вследствие несопоставимости масштабов их развития и разобщенности максимумов проявления в пространстве и во времени. Здесь следует только подчеркнуть, что уже при базификации мог кристаллизоваться флогопит (правда, не имеющий промышленного значения), а базификаты из-за высокой магнезиальности являются средой, весьма благоприятной для флогопитового оруденения.

Значительно меньшую часть объема федоровской свиты составляют существенно пироксеновые кристаллосланцы ультраосновного состава и кальцифиров. Тем не менее именно этим породам исследователями Алданской флогопитоносной провинции отводится основная роль

Таблица 2

Содержание редких элементов (в г/т) в сланцах гранулитовой фации преобразований

Разрез	Группа	Rb	Li	Be	Sr	Ba	Ce	La	Nd
1	I-1-а	100	35	1,1	450	760	71	41	47
	I-1-б	108	28	1,0	410	920	86	45	43
	I-1-Кп	232	12	1,2	330	1300	100	77	25
	II-2-е	20	20	2,5	520	650	160	82	52
	II-2-б	13	22	1,4	440	290	80	75	82
2	II-2-в	36	20	1,6	400	510	110	76	72
	II-5-Пл	86	31	2,2	39	480	130	120	74
	II-4-Кпш	162	13	1,7	340	2100	180	140	52
	III-2-а	8	20	1,9	790	650	120	65	56
3	III-2-Пл	20	20	1,25	800	1600	98	54	52
	2-150	8	9	2,9	1070	600	85	71	10
	2-151	43	15	3,3	760	1400	140	89	97
4	2-152	183	8	1,1	440	3000	200	110	100
	209-п	100	28	3,2	600	570	500	190	170
	198-п	3	12	3,2	510	32	83	74	44
	195-п	8	26	2,5	650	100	145	65	76
5	Ю-284	288	5	1,4	270	830	48	14	12
	Ю-291	34	22	1,3	370	540	220	100	100
	VII-2	3	20	6,3	320	25	100	37	36
	206-п	60	18	3,8	230	30	85	46	47
6	Ю-298	110	16	1,4	540	3900	87	52	42
	Ю-300	170	10	Не обн.	450	1900	62	27	25
7	205-п	6	30	3,0	460	55	100	52	51
	Ю-302	14	24	2,9	420	340	100	84	45
	Ю-299	12	14	1,6	540	380	84	55	40
	VII-3-Кпш	180	11	2,2	400	3000	91	67	31

Примечание. Названия пород см. в табл. 1. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР количественным спектральным методом. Аналитики Л.Л. Петров (Be), С.К. Ярошенко (Sr, Ba), Е.В. Смирнова (Ce, La, Nd, Yb, Y), В.А. Лереждо (Sn, Pb, Zn),

в геологическом контроле флогопитовых проявлений [53, 137, 263 и др.].

Эти разновидности пород гранулитовой фации метаморфизма были опробованы и исследованы по той же методике, что и рассмотренные выше образования. При прослеживании в участки сплошного развития мигматитов в пластах, сложенных сменяющимися по вертикали биотит-пироксеновыми и пироксеновыми плагиосланцами, пироксеновыми кристаллосланцами и форстеритсодержащими кальцифирами, наблюдается существенное преобразование, конечными продуктами которого являются теньевые мигматиты или мигматит-граниты. Преобразование таких пород осуществлялось через серию последовательно сменяющихся в пространстве минеральных ассоциаций, соответствующих магнезиальным скарнам и окоლოსкарновым породам. Поэтому процесс преобразования таких пород был выделен под названием "скарнирование", а все возникавшие породы названы

фации федоровской свиты и в продуктах их ультраметаморфиче-

	Yb	Y	Sn	Co	Ni	Cr	V	Cu	Pb	Zn
	3,7	21	4,9	21	40	50	220	18	16	130
	3,5	11	6,0	22	46	230	250	15	24	50
	2,3	4	3,2	2	2	6	10	16	14	35
	4,1	40	5,5	17	18	14	180	100	8	80
	3,9	29	6,3	15	16	10	250	175	10	90
	5,5	37	6,3	26	50	110	240	30	13,5	115
	2,5	18	3,5	18	29	26	52	30	10	48
	2,0	14	3,9	13	12	6	12	50	12	53
	6,0	38	8,2	11	6,5	40	132	30	20	70
	4,5	23	7,0	11	8,5	10	220	12	22	62
	5,0	23	13,0	15	24	22	180	52	6,5	70
	8,3	32	6,0	5	9	6	56	22	6	87
	5,9	38	3,4	2	7	6	28	11	8	76
	5,1	43	25	35	130	300	250	88	10	35
	3,2	12	17,5	6	8	19	53	20	12	16
	3,7	20	8,5	10	22	71	51	30	12	16
	1,6	5	4	1	4	5	2,5	3	18	30
	5,1	41	20	20	16	28	210	12	25	50
	6,5	26	19,0	11	42	50	100	15	6	53
	3,6	20	7,5	10	28	150	90	16	10	40
	2,5	18	5,0	-	6	10	8	-	13	40
	1,9	12	4,0	2	5	4	3	5	17	30
	3,5	20	7	15	41	80	120	20	8	25
	2,5	18	6	2	6	6	10	20	12	40
	2,5	15	5	3	10	16	15	13	12	50
	2,3	17	4	1	2	-	7	7	9	68

А.Д. Глазунова (Co, Cr, V, Cu), Rb и Li определены методом пламенной фотометрии (аналитик Д.Х. Николаева).

"скарнами". В случае преобразования пироксеновых кристаллосланцев были выделены скарны мигматитового типа, обычные скарны и скарны базификатного типа, в случае кальцифиров - обычные скарны и скарны базификатного типа<sup>1</sup>. Закономерности распределения в этих скарнах петрогенных и редких элементов по конкретным разрезам и по средним значениям в выборках проб были рассмотрены ранее [179, 181]. В настоящей работе приводятся лишь вариационные графики содержаний петрогенных элементов и обсуждаются основные закономерности поведения как их, так и ряда редких элементов, данные о которых опубликованы ранее [179].

<sup>1</sup> К рассматриваемым образованиям следует добавлять определение "магнезиальные": магнезиальные скарны, магнезиальное скарнирование. - Прим. ред.

Скарнирование мигматитового типа сопровождалось химическими изменениями, во многом сходными с изменениями, характерными для мигматизации рассмотренных выше кристаллических сланцев основного состава. В кристаллосланцах по мере их скарнирования увеличивалась концентрация глинозема, кремнезема и щелочей (во внешних зонах более интенсивно — Na, а во внутренних — K) и уменьшалась — всех оснований (фиг. 1) и редких элементов группы железа.

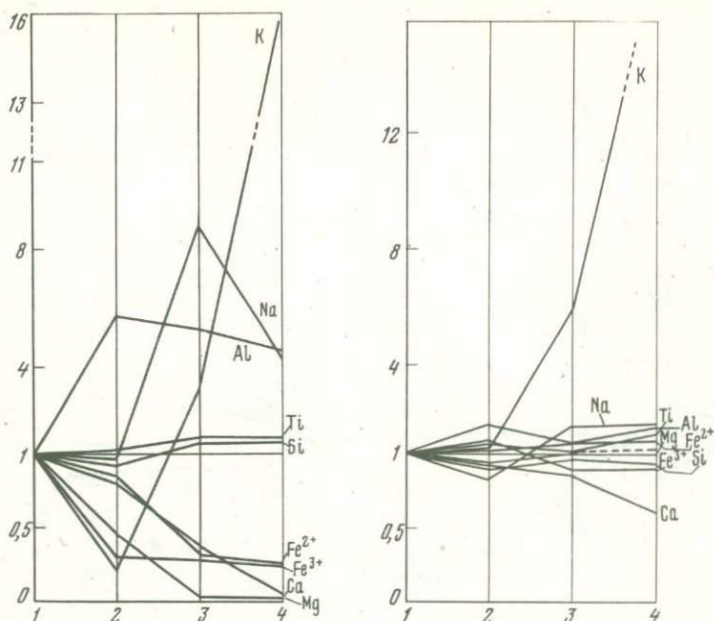
Скарны базификатного типа представлены пятнистыми и полосчатыми шпинель-пироксеновыми, паргасит-пироксеновыми и флогопит-пироксеновыми разностями, полностью замещающими пласты исходных пироксеновых кристаллосланцев, которые при этом сохраняют контуры и залегание, согласное с пластами соседних по стратиграфической вертикали кристаллических сланцев. Характерно, что кристаллические сланцы соседних с базификатными скарнами пластов обычно слабо мигматизированы. По сравнению с исходными кристаллосланцами базификатные скарны имеют более низкие содержания Ca и Si и более высокие — щелочей (особенно K), Al, Fe<sup>2+</sup> и Ti (фиг. 2). Содержания Mg и Fe<sup>3+</sup> очень мало изменяются и остаются примерно на том же уровне, что и в исходных кристаллосланцах. Шпинель-пироксеновые и паргасит-пироксеновые скарны характеризуются также более высокими содержаниями редких элементов группы железа (Co, Ni, Cr, V).

Скарны обычного типа формировались на контактах пироксеновых кристаллосланцев с гранитами и наиболее распространены в участках глыбовых мигматитов. Во внешней зоне таких скарновых тел, обычно представленной паргасит-пироксеновой ассоциацией, очень четко проявлены тенденции, характерные для скарнов базификатного типа: по сравнению с исходными породами уменьшаются содержания Si, Ca, Mg и увеличиваются — щелочей, Al, Fe, а также Co, Ni, V (фиг. 3).

Во внутренних зонах ярко выражены тенденции мигматитового типа: по отношению к исходным породам возрастает количество Si, щелочей, Al, Ba и снижается — Fe, Mg, Ca и редких элементов группы железа (см. фиг. 3).

В кальцифирах скарнирование обычного типа происходило на контакте гранитных тел, внедренных в пласты и линзы форстеритовых кальцифиров. Во всех случаях эти скарны являются маломощными (до 10–40 см) образованиями. Химические изменения при таком скарнировании кальцифиров совмещают черты, характерные как для мигматизации — увеличение содержания щелочей и уменьшение концентраций Mg, Ca (фиг. 4), так и для базификации — более интенсивное накопление во внешних зонах железа (см. фиг. 4) и редких элементов группы железа.

Проведенные исследования показывают, что изменения на ультраметаморфическом этапе захватывали все слагающие федоровскую свиту разновидности пород гранулитовой фации; повсеместно проявлялись в определенной последовательности — базификация и скарни-



Фиг. 1. Распределение петrogenных компонентов в скарнах мигматитового типа

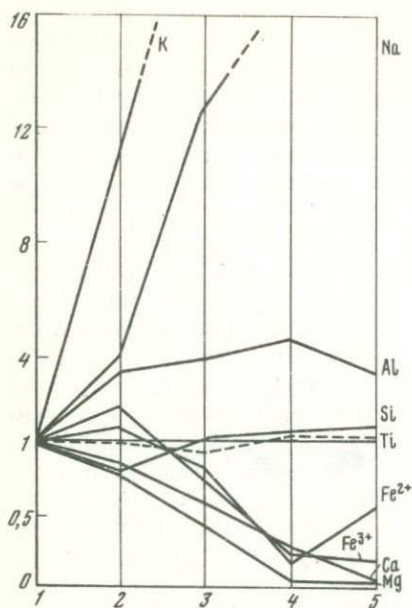
1 - диопсидовый кристаллический сланец; 2 - диопсид-битовнитовый скарн; 3 - диопсид-олигоклазовый скарн; 4 - теневой мигматит

Фиг. 2. Распределение петrogenных компонентов в скарнах базификатного типа

1 - диопсидовый кристаллический сланец; 2 - шпинель-пироксеновый скарн; 3 - паргасит-пироксеновый скарн; 4 - флогопит-пироксеновый скарн.

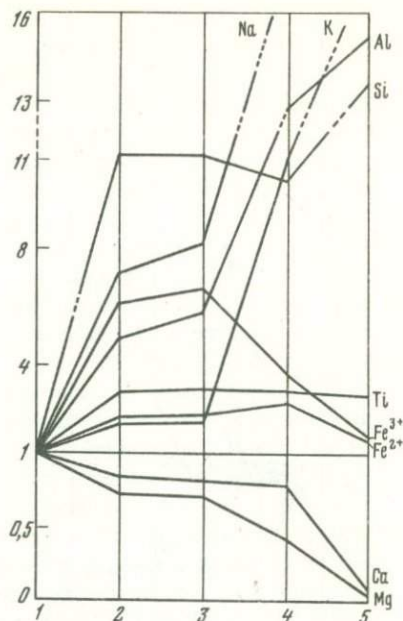
рование базификатного типа сменялись мигматизацией и скарнированием мигматитового типа; характеризовались одинаковой химической направленностью поведения как петrogenных, так и редких элементов. В общем эти преобразования приводили к возникновению пород, более контрастных по составу, чем исходные: с одной стороны - базификатов и скарнов, с другой - разнообразных мигматитов и гранитоидов. Участки высокомагнезиальных и содержащих в значительных количествах глинозем базификатов и скарнов весьма благоприятны для развития флогопитового оруденения.

Действительно, геологические наблюдения показывают, что все постмагматические метасоматиты с промышленным флогопитовым оруденением имеют тесную пространственную связь с пластами существенно пироксеновых кристаллосланцев и кальцифиров, именно с теми их участками, которые на предыдущем ультраметаморфическом этапе подверглись интенсивному скарнированию. Геологические и



Фиг. 3. Распределение компонентов в скарнах обычного типа, нормированное относительно содержания соответствующих компонентов в исходных породах

1 - диопсидовый кристаллический сланец; 2 - паргасит-пироксеновый скарн; 3 - пироксен-скаполитовый скарн; 4 - пироксен-олигоклазовый скарн; 5 - гранит



Фиг. 4. Распределение петрогенных компонентов в скарнах обычного типа, нормированное относительно содержания соответствующих компонентов в исходных карбонатных породах

1 - форстеритовый кальцифир; 2 - пироксеновый скарн; 3 - паргасит-пироксеновый скарн; 4 - пироксен-скаполитовый скарн; 5 - гранит

геохимические особенности постмагматических флогопитоносных метасоматитов и их взаимоотношения с разнообразными существенно пироксеновыми породами, сформировавшимися на предыдущих этапах, были подробно рассмотрены ранее [181]. Выявляется замечательное сходство постмагматических флогопитоносных пород и слагающих их минералов со скарнами и их минеральными составляющими, за счет которых они главным образом и развиваются. Основными особенностями постмагматических метасоматитов являются локальность развития и отсутствие отчетливой геохимической специфики. Для большинства элементов характерно лишь местное перераспределение. Исключение составляют K, Ba, Pb, содержание которых в метасоматитах несколько выше, чем в исходных породах, и Sr, ко-

личество которого уменьшается. Все это позволяет предполагать, что в образовании флогопитоносных метасоматитов определяющую роль играли процессы перекристаллизации ранее сформированных минералов, сопровождавшиеся интенсивной кристаллизацией флогопита на месте скарнов (паргасит, шпинель, скаполит) и в меньшей мере базифицированных пород. Решающая роль процессов собирательной перекристаллизации в формировании флогопитовых проявлений весьма убедительно была показана С.П. Мурзаевым [167].

Литолого-стратиграфические особенности федоровской свиты, а также факторы, связанные с проявлением ультраметаморфизма, определяют возможность образования месторождений флогопита на постмагматическом этапе в благоприятной тектонической и структурной обстановке.

*В. И. Синяков*

## РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ФЛОГОПИТОВ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛДАНА И ГОРНОЙ ШОРИИ

Результаты детальных исследований флогопитов из магнетитовых месторождений Горной Шории и флогопитовых месторождений Алданской провинции, относящихся к магнезиально-скарновому типу, позволяют сопоставить состав флогопитов указанных регионов и выявить их типоморфные особенности.

Флогопиты в магнетитовых магнезиально-скарновых месторождениях в основном представлены двумя генерациями — сорудной и послерудной [206]. Содержание сорудного флогопита в рудных телах мощностью до 40 м достигает 6–83%. В ассоциации с флогопитом находятся пироксен, клиногумит, амфибол, гранат, магнетит, хлорит. Пироксен и клиногумит замещаются флогопитом, хлорит развигается по флогопиту, а магнетит образуется одновременно с ним, слагая флогопит-магнетитовые руды. Обычный размер листочков флогопита во флогопит-магнетитовых рудах 0,1–5 мм, но среди мелколистоватого агрегата встречаются крупные пластины флогопита, достигающие 20 см в поперечнике. Они приурочены к участкам магнезиальных скарнов и руд, обладающих гигантозернистыми структурами и нередко содержащих сульфиды. Образование крупных метакристаллов флогопита обусловлено собирательной перекристаллизацией, сопровождающейся переотложением вещества при участии летучих, в частности фтора, воды и серы. Химический состав флогопита крупных метакристаллов идентичен составу мелколистоватого флогопита основной массы пород.

Послерудный, т.е. послемагнетитовый, флогопит развит в брекчиевидных рудах, в которых обломки магнетита цементируются крупнокристаллическим кальцитом, содержащим идиоморфные метакристаллы

Таблица 1.

Состав (в вес. %) и кристаллохимические параметры флогопитов

Генетический тип месторождения, регион	Число анализов	Статистические параметры	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>
Магнетитовые, Горношорская провинция	30	$S$	0,091	0,090	0,133	0,245	0,068
		$\bar{X}$	0,694	1,297	0,097	2,563	0,224
Магнетитовые, Тажная группа, Алданская провинция	18	$S$	0,086	0,081	0,096	0,242	0,159
		$\bar{X}$	2,793	1,201	0,238	2,293	0,322
		$S$	0,116	0,113	0,313	0,356	0,264

Примечание.  $\bar{X}$  - среднее;  $S$  - стандартное отклонение;  $al$  - глиноземистость,  $al = Al/(Si + Al + Fe + Mg + Ti)$ ;  $K_o$  - коэффициент окисления,  $K_o = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ .

Таблица 2

Сравнительная оценка выборочных средних составов и кристаллохимических параметров флогопитов из месторождений Алдана и Горной Шории

Компоненты	Дисперсии ( $S$ )			Средние ( $\bar{X}$ )		
	$F_{выч}$	$F_{табл}$	решение	$t_{выч}$	$t_{табл}$	решение
Si	1,12	1,80	$S_1^2 = S_2^2$	0,4	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
Al <sup>IV</sup>	1,25	1,80	$S_1^2 = S_2^2$	0,7	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
Al <sup>VI</sup>	1,92	1,80	$S_1^2 \neq S_2^2$	1,6	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
Mg	1,03	1,80	$S_1^2 = S_2^2$	0,05	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
Fe <sup>2+</sup>	5,4	1,74	$S_1^2 \neq S_2^2$	6,6	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$
Fe <sup>3+</sup>	1,7	1,80	$S_1^2 = S_2^2$	3,4	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$
Mn	16	1,74	$S_1^2 \neq S_2^2$	16	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$
Ti	2,8	1,80	$S_1^2 \neq S_2^2$	4,7	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$
K	1,98	1,80	$S_1^2 \neq S_2^2$	1,2	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
Na	8,1	1,80	$S_1^2 \neq S_2^2$	2,2	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$
$f_m$	2,5	1,74	$S_1^2 \neq S_2^2$	1,4	2,0	$\bar{X}_1 = \bar{X}_2$
$K_o$	2,2	1,74	$S_1^2 \neq S_2^2$	3,6	2,0	$\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$

Примечание. Уровень значимости 0,05;  $F_{выч}$ ,  $F_{табл}$  - критерий Фишера, соответственно вычисленный и табличный;  $t_{выч}$ ,  $t_{табл}$  - критерий Стьюдента, соответственно вычисленный и табличный.

в Алданской и Горношорской провинциях

Fe <sup>3+</sup>	Mn	Ti	K	Na	Кристаллохимические параметры			
					$f_m$	$al$	$K_o$	$N_g$
0,146	0,002	0,026	0,850	0,063	9,745	0,22	0,54	1,597
0,067	0,002	0,020	0,100	0,054	3,861	0,07	0,14	0,006
0,098	0,011	0,008	0,825	0,042	11,438	0,20	0,38	1,591
0,051	0,008	0,012	0,071	0,019	6,085	0,01	0,21	0,007
0,123	0,003	0,025	0,853	0,184	16,094	0,20	0,34	1,596
0,041	0,007	0,031	0,100	0,211	9,553	0,04	0,16	0,012

флогопита размером до 2 см в поперечнике. В ассоциации с таким флогопитом находится лучистый темно-зеленый гастингсит. В крупных кристаллах послерудного флогопита наблюдается чередование зеленых и бурых зон роста. Известно, что бурая окраска флогопита вызывается изоморфным замещением части алюминия трехвалентным железом. Катион Fe<sup>3+</sup> является менее сильным основанием, чем Al<sup>3+</sup>, поэтому появление зональности в кристаллах флогопита указывает на пульсирующие изменения среды минералообразования - щелочности-кислотности растворов. Послемagnetитовый флогопит относится к железистой разновидности ( $f_m = 23-27\%$ ) и по сравнению с сорудным флогопитом богаче титаном и натрием.

Средний состав (кристаллохимические коэффициенты) флогопитов из магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории и из Алданских флогопитовых месторождений приведен в табл. 1, данные которой позволяют сделать следующее заключение. Все флогопиты обладают небольшой общей железистостью: алданские - 2-24%, горношорские - 3-27%. Их глиноземистость находится в интервале 0,18-0,22, а коэффициент окисления  $K_o = 0,2-0,6$ .

Расчеты показывают (табл. 2), что по содержанию Si, Al, Mg, K флогопиты Горной Шории и Алданской флогопитоносной провинции различаются незначимо [228]; по общей железистости они также весьма близки. Однако исследованные флогопиты существенно различаются по степени окисления железа: алданские флогопиты характеризуются более высоким коэффициентом окисления (см. табл. 1). Это свидетельствует о формировании флогопита Алданских месторождений в более окислительной обстановке, чем флогопита Горношорских месторождений. Высокое содержание в алданских флогопитах натрия при почти одинаковом содержании в алданских и горношорских флогопитах калия указывает на более щелочные условия

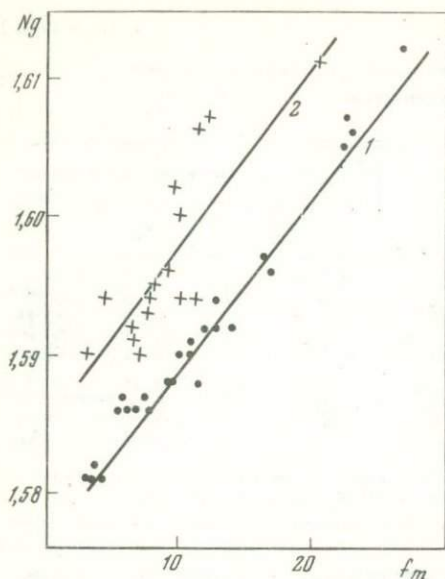


Диаграмма зависимости  $N_g$  флогопитов от общей железистости ( $f_m$ )

1 — флогопиты магнетитовых месторождений Горной Шории; 2 — флогопиты флогопитовых месторождений Алдана

флогопитообразования на Алдане по сравнению с Горной Шорией. Флогопиты Алданских месторождений отличаются от флогопитов Горной Шории также более высоким содержанием титана и меньшим — марганца.

На приведенной диаграмме зависимости показателя преломления флогопитов от их железистости видно, что прямая  $N_g - f_m$  алданских флогопитов

расположена выше прямой  $N_g - f_m$  флогопитов Горной Шории, поэтому разница в показателях преломления флогопитов этих двух групп месторождений при равной их железистости составляет около 0,08–0,010. Эти различия, несомненно, вызваны влиянием особенностей состава флогопита, в частности содержанием титана (см. табл. 1).

Таким образом, флогопиты этих двух групп магнезиально-скарновых месторождений близки по содержанию кремния, алюминия, магния, калия и общей железистости, но различаются по содержанию титана, марганца, натрия и степени окисления железа. На диаграмме  $N_g - f_m$  каждая группа флогопитов характеризуется определенным вектором; флогопитовые месторождения Алданской провинции формировались при более высоком окислительном потенциале и более высокой щелочности растворов, чем флогопиты магнетитовых месторождений Горной Шории.

И. Т. Расс

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЛОЖЕЛЕЗИСТОГО ФЛОГОПИТА В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВАХ

Все исследователи щелочно-ультраосновных массивов [276, 277, 59, 127, 184, 74, 76, 224] связывают образование флогопитовых месторождений с метасоматическими процессами. Остаются невыясненными или дискуссионными вопросы о том, какими метасо-

матическими процессами обусловлено появление промышленного флогопита; каков источник K, Mg, Al, Si; существуют ли аналоги процесса скарнообразования, с которым связаны хорошо изученные флогопитовые месторождения: при каких физико-химических условиях (температурах, кислотности растворов, термодинамическом режиме породообразующих компонентов) формируется промышленный флогопит.

В последнее время благодаря использованию рентгеновского микроанализа стало возможным получить принципиально новую информацию о распределении петрогенных компонентов по разрезу кристалла от центра (начала кристаллизации) к периферии, отражающем изменение физико-химических условий во времени при метасоматизме [191].

Ранее показано [188], что флогопитизация, образование пироксен-гранатовых, флогопит-гранатовых и гидромелилитовых пород могут рассматриваться как процессы, проходящие на фронте карбонитизации и ведущие к возникновению зон инфильтрационной метасоматической колонки карбонитизации. Несмотря на различие исходных пород (оливин-пироксеновые, нефелин- или мелилитсодержащие) тыловые зоны, представленные метасоматическими карбонатитами, имеют практически одинаковый состав.

Задачей настоящей работы является характеристика микрораспределения Mg, Fe, Ti от центра к периферии кристаллов флогопита из последовательных зон метасоматических колонок карбонитизации оливин-пироксеновых пород (массив Ковдор), меланефелинитов (Гули), оливинитов (Кугда), пироксеновых пород (Одихинча), ийолитов (Ковдор), мелилитовых пород (Гули).

На материале Маймеча-Котуйской провинции выделены [184] пять типов флогопитовых месторождений в зависимости от характера флогопитоносных пород: 1) оливинитовый; 2) апомелилитовый; 3) диоксидовые пегматоидные жилы в апоакупирангитах и апооливинитах; 4) нефелин-пироксеновые пегматоидные жилы в апопироксенитах, апоакупирангитах; 5) гранат-нефелин-пироксеновые пегматоидные симметрично-зональные жилы в нефелин-мелилитовых породах. Представляется целесообразным совместный анализ типов 1 и 3, 2 и 5.

К типу, объединяющему 1 и 3, можно отнести флогопитовое месторождение Ковдор, изученное В.И. Терновым и др. [224], Н.И. Красновой [120], участок Эбе-Юрях месторождения Одихинча, описанный Т.Л. Гольдбурт и Э.А. Ландá [59], и флогопитопроявление Кугда, описанное Л.С. Егоровым [74]. Нами [189] исследована зональность флогопитового месторождения Ковдор и по распределению редкоземельных элементов в породообразующих минералах сделаны заключения о кислотности метасоматических растворов. При сравнении содержаний Mg, Fe, Ti во флогопитах из последовательных зон метасоматических колонок исходная порода - карбонатит (табл. 1) выявляется, что средняя железистость флогопитов в целом уменьшается от передовых зон к тыловым, хотя мак-

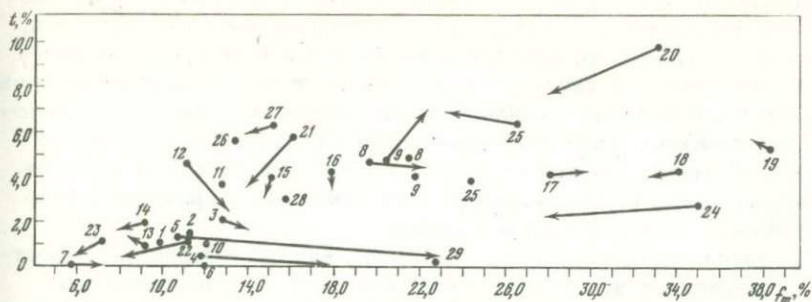
Таблица 1

Содержание Mg, Fe, Ti (в вес. %) во флогопитах из последовательных зон метасоматических колоннок карбонатизации в массивах Ковдор (I), Одихинча (II), Кугда (III)

Зона колонки	Номер образца	Зона кристалла	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	f	t		
I	Флогопитизированный оливинит	1	26,74	2,15	2,99	0,52	9,5	0,8		
		2	26,25	2,82	3,47	0,82	11,2	1,3		
	Гигантозернистая пироксен-флогопитовая	3	Центр	24,02		6,25	0,78	12,7	2,05	
			Периферия	24,19		6,90	0,68	13,8	1,7	
	Тремолитовая	4	Центр	32,33		7,59	0,33	11,7	0,4	
			Периферия	29,85		11,19	-	17,4	-	
	Оливинтетраферрит-флогопитовая	5	"	18,96		5,00	0,52	10,5	1,3	
			"	17,0		11,20	0,20	22,6	0,5	
	Оливин-апатитовая	6	Центр	24,60	2,72	2,20	0,30	12,0	1,0	
			"	26,53		2,83	0,08	5,6	0,2	
	Апатит-кальцитовая	7	Периферия	25,37		3,34	0,08	6,8	0,2	
			"							
II	Диоксид-флогопитовая мелкозернистая	8	21,35	2,96	7,83	2,77	21,6	4,9		
		Периферия	20,97		7,20	2,40	19,7	4,6		
III	Диоксид-флогопитовая гигантозернистая	9	Центр	20,86	4,09	6,64	2,10	21,8	3,8	
			Периферия	19,72		9,0	2,4	20,4	4,7	
			Периферия	19,41		9,87	3,69	22,2	6,9	
III	Диоксид-кальцитовая	10		24,52	2,78	3,35	0,57	12,0	1,0	
III	Флогопитизированный оливинит флогопит-оливин-кальцитовая	11		26,92	5,39	1,78	2,25	12,6	3,5	
			12	Центр	23,27	2,65	2,0	1,32	14,01	2,33
				Периферия	22,26		4,95	2,42	11,0	4,6
			27,0		6,32	1,5	12,8	2,6		

Примечание. Обр. 1, 2, 6, 8-12 проанализированы традиционным методом силикатного анализа, аналитики: 1, 2 - О.П. Острогорская, 6 - Р.Л. Телешева, Л.С. Абрамова, 8-11 - Л.С. Абрамова, Н.И. Степанова, 12 - Н.И. Степанова, С.И. Гундиенкова, Т.А. Прилуцкая. Анализы монокристаллов выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "Самса" аналитики: 3-7 - В.А. Боронихин, 8, 9, 12 - И.П. Лапутина.

$$t = \frac{\text{TiO}_2}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2} \times 100\%$$



Соотношение железистости и титанистости флогопитов. Стрелками показано изменение состава флогопитов от центра зерна к периферии; номера точек соответствуют номерам образцов в табл. 1-3

симальная железистость характерна для флогопита из средних зон колонок. Средняя титанистость флогопитов уменьшается в том же направлении. Изменение этих параметров внутри кристаллов характеризуется следующими особенностями: железистость увеличивается от центра к периферии кристалла, титанистость уменьшается, хотя есть и исключение (см. табл. 1, обр. 9). Совпадение тенденций микрораспределения компонентов (см. фигуру) является дополнительным аргументом в пользу того, что эти флогопитовые месторождения и проявления относятся к одному генетическому типу. Метасоматизм в таких месторождениях развивался в два этапа [74, 59]. В первый этап при внедрении щелочной магмы формировались пироксеновые и пироксен-флогопитовые породы и происходила мобилизация Mg из оливинитов и Al из ийолитов. Нами [190] показано наличие магматических пород с флогопитом, а экспериментальными работами Д.К. Бейли [278], Дж. Брея [281], И.Д. Рябчикова и Д.Х. Грина [202] подтверждена возможность выделения флогопита из расплава при условиях, характерных для периода формирования этих массивов. Образование флогопита в этих массивах имело место благодаря насыщенности исходной магмы  $\text{CO}_2$ , при этом K либо мобилизовался из флогопита магматических пород [190], либо, будучи избыточным вполне подвижным компонентом, находился в метасоматических растворах и при щелочном метасоматизме участвовал в образовании флогопита. Во второй этап формирования флогопитовых месторождений рассматриваемого типа происходила карбонатизация и перекристаллизация флогопита с уменьшением железистости и увеличением размеров кристаллов. Необходимость прохождения этих двух этапов косвенно подтверждается аналогией со скарновыми месторождениями Алдана [138], где в результате контактово-реакционного взаимодействия доломитов (источник Ca и Mg) и алюмосиликатных пород (источник Al и Si) образуются флогопитоносные пироксеновые и пироксен-шпинелевые породы. Собственно флогопитовые месторождения формируются во флогопитоносных породах в послемагматическую стадию.

Н.И. Краснова [120] и С.В. Соколов [216], оценивая разными методами температуры кристаллизации гигантозернистого флогопита, приходят к разным результатам, но сходятся в выводе о понижении температуры к концу процесса. Когда имел место один из этих этапов - ийолитизация с образованием слюдитов (Ковдор, юго-восточный профиль), карбонатизация меланефелинитов (Гули, юго-западный контакт северного массива карбонатитов), карбонатизация ийолитов (Ковдор, железорудное месторождение), проявления промышленного флогопита не возникают.

Средняя железистость флогопита при карбонатизации уменьшается от передовых зон к тыловым (табл. 2, V, VI), но тенденции микрораспределения иные. При ийолитизации (см. табл. 2, IV) железистость флогопитов увеличивается по направлению к тыловым зонам, но тоже характеризуется иными тенденциями микрораспределения. Представляется, что нефелин-пироксеновые пегматоидные жилы в апопироксенитах и апоэкупирангитах (4 тип месторождений, по С.М. Прохоровой и др. [184], железистость флогопита 31) занимают нефелин-пироксеновую зону колонки ийолитизации и вряд ли перспективны в отношении промышленного флогопита. То же, вероятно, справедливо и для апооливинитового слюдита, описанного Т.Л. Гольдбурт и Э.А. Ланда [59] в массиве Одихинча.

В формировании флогопитовых месторождений, связанных с мелилитсодержащими породами (2 и 5 типы, по С.М. Прохоровой и др. [184]), также, вероятно, можно выделить два этапа: ийолитизацию оливин-мелилитовых пород [76] и карбонатизацию с образованием колонки карбонатизации, в которой промежуточные зоны представлены гулитом или меланит-флогопитовыми породами. Имеющиеся в нашем распоряжении данные (табл. 3) пока не позволяют более полно охарактеризовать этот тип.

Таким образом, благоприятными условиями для формирования промышленного крупнозернистого маложелезистого флогопита в щелочно-ультраосновных массивах являются: 1) достаточная степень дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, обуславливающая наличие оливинитов, ийолитов, оливин-мелилитовых пород и карбонатитов; 2) достаточное развитие метасоматических процессов; 3) наложение процессов карбонатизации на ранее образованные метасоматические породы магматической стадии.

При попытке объяснить тенденции изменения общей железистости флогопитов по зонам метасоматических колонок (в пространстве) мы рассчитали показатели абсолютной основности ( $\Delta Z''$ ) и относительной щелочности ( $\Delta Z'$ ) минеральных ассоциаций исходных и конечных членов метасоматических колонок по методу А.А. Маркушева [148]. Из сопоставления изменения общей железистости флогопитов (колонки I-III, V, VI - с одной стороны и колонки IV и VII - с другой) с полученными расчетными данными (табл. 4) следует, что существует корреляция между тенденцией изменения / флогопитов и тенденцией изменения показателя абсолютной основности  $\Delta Z''$ .

Таблица 2

Содержания Mg, Fe, Ti во флогопитах из последовательных зон метасоматических колонок ийолитизации оливинитов в массиве Ковдор (IV), карбонатизации меланефелинитов в массиве Гули (V), карбонатизации ийолитов в массиве Ковдор (VI)

Зона колонки	Номер образца	Зона кристалла	MgO	FeO	TiO <sub>2</sub>	f	t	
IV Флогопитизированный и пироксенизированный оливинит Слюдит	13	Центр	27,86	4,50	0,55	9,0	0,9	
		Периферия	29,68	4,50	0,78	8,3	1,2	
	14	Центр	27,36	4,50	1,25	-9,0	2,0	
		Периферия	32,58	4,50	1,06	8,0	1,7	
	15	Центр	22,33	7,30	2,10	15,0	3,9	
		Периферия	24,04	7,60	1,92	14,7	3,2	
	16	Центр	20,89	7,72	2,25	17,8	4,1	
		Периферия	21,56	7,98	2,00	17,8	3,8	
	Нефелинизированный пироксенит	17	Центр	19,32	13,90	2,37	28,0	4,1
			Периферия	19,07	14,49	2,50	29,6	4,3
18		Центр	16,58	15,82	2,34	34,0	4,3	
		Периферия	17,58	15,05	2,20	32,8	4,1	
19		Центр	14,92	16,60	2,72	38,2	5,3	
Периферия	14,15	15,61	2,75	37,5	5,7			
V Флогопитизированный меланефелинит Слюдит	20	Центр	14,92	12,86	3,20	33,0	9,9	
		Периферия	15,25	13,77	3,03	28,0	7,8	
	21	Центр	20,31	7,39	3,96	21,0	7,3	
		Периферия	23,56	7,96	3,41	16,0	5,8	
Флогопит-кальцитовая Карбонатит	22	Центр	25,70	5,53	0,63	11,0	1,1	
		Периферия	27,36	4,50	0,22	8,0	0,4	
23	Центр	28,26	3,49	0,72	7,0	1,2		
	Периферия	32,31	3,49	0,33	6,0	0,5		
VI Карбонитизированная пироксен-нефелиновая с меланитом Флогопит-кальцитовая	24	Центр	16,57	15,95	0,84	35,0	2,8	
		Периферия	18,40	12,76	0,72	28,0	2,3	
	25	Центр	20,47	7,89	2,23	24,6	3,7	
		Периферия	16,43	10,53	3,02	26,4	6,4	
		Периферия	18,15	9,8	3,04	23,2	6,8	

Примечание. Обр. 21, 25 проанализированы традиционным методом силикатного анализа, аналитик А.И. Гусева. Анализы монокристаллов выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "Самеса", аналитики: 23 - И.П. Лапутина, остальные - В.А. Боронжих. При силикатном анализе обр. 21 и 25, кроме того, установлено 2,47 и 4,33% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответственно.

Тенденции микрораспределения (по зонам кристалла), очевидно, более сложны и определяются совокупностью факторов (температуры, химических потенциалов вполне подвижных компонентов и др.), о влиянии которых пока можно судить лишь предположительно.

Таблица 3

Содержания Mg, Fe, Ti во флогопитах из последовательных зон пород (Гули)

Зона колонки	Номер образца	Зона кристалла	MgO
Оливин-мелилитовая порода	26	Центр Периферия	22,93
	27		27,71
Гулит (среднее из двух определений)	28		22,0
флогопит-кальцитовая порода	29	19,80	

Примечание. Обр. 28, 29 заимствованы из книги С.М. Прохоровой и др. [184]; 26 - полный силикатный анализ, аналитики

Таблица 4

Показатели абсолютной основности ( $\Delta Z''$ ) и относительной щелочности ( $\Delta Z'$ ) минеральных ассоциаций исходных и конечных членов метасоматических колонок

Порода	Массив (число анализов)	$\Delta Z''$ , ккал	$\Delta Z'$ , ккал	Литературный источник
Оливин-пироксеновая Меланефелинит Якупирангит	Ковдор (2)	1,84	8,63	[224]
	Гули (10)	2,13	7,27	[277]
	Одихинча (3)	1,83	9,00	[76]
Ийолит Оливин-мелилитовая Карбонатит	Ковдор (8)	1,72	9,79	[224]
	Гули (2)	2,49	10,16	[277]
	Ковдор (1)	2,14	6,04	[104]

метасоматической колонки карбонатизации оливин-мелилитовых

$Fe_2O_3$	FeO	$TiO_2$	f	t
0,79	5,51	3,24	13,3	5,8
	8,78	4,34	15,1	6,3
4,14	3,62	1,70	14,0	6,0
2,46	8,12	0,10	15,7	3,1
			22,7	0,2

Е.И. Ломейко, А.И. Крылова; 27 - анализ на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "Самеса", аналитик В.А. Боронихин.

Р. Ф. Черкасов

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ И ДИОПСИДОВЫХ ПОРОД В АРХЕЕ АЛДАНА

Карбонатные и образовавшиеся за их счет существенно диопсидовые породы являются главным классом руководящих пород при стратиграфическом расчленении алданского архея (нижний архей, или алданий). Они включают основные типы архейских полезных ископаемых (флогопит, магнетит, бораты, апатит и др.).

Можно выделить следующие генетические классы клинопироксеновых пород: магматический (диопсидиты), метаморфический (диопсидовые сланцы), метасоматический (диопсидовые метасоматиты, не имеющие достоверной связи с карбонатными породами, и магнезиальные скарны), гидротермальный (диопсидовые гидротермалиты).

#### ГЕНЕРАЦИИ ДИОПСИДОВЫХ ПОРОД

На позднеархейских флогопитовых и магнетитовых месторождениях Алдана различаются несколько генераций (возрастных групп) диопсидовых пород.

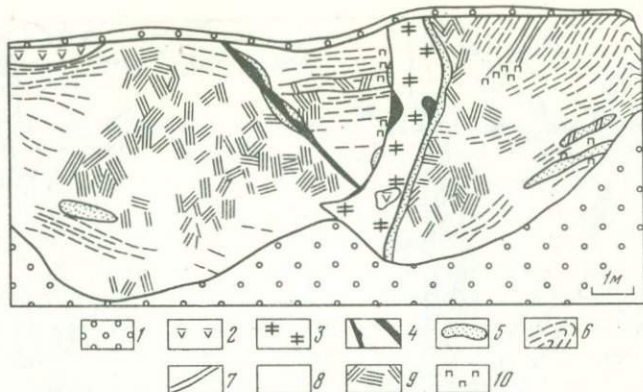
Бесспорные и общепризнанные образования I генерации - маломощные (от первых сантиметров до нескольких дециметров), соглас-

ные с вмещающими кристаллосланцами, нередко будинированные, мономинеральные тела диопсидовых пород. Время образования согласных тел шпинель-диопсидовых, а также мономинеральных диопсидовых пород мощностью до нескольких десятков метров проблематично. Большинство исследователей относят эти образования к ранним, причем одни рассматривают их как результат гранитизации доломитовых мраморов, т.е. как скарны магматической стадии (Д.С. Коржинский, М.А. Лицарев, А.А. Маракушев, Л.И. Шабынин и др.), другие считают метаморфическими породами (В.А. Галюк, Ф.М. Ройзенман, Б.М. Роненсон и др.). По данным С.П. Мурзаева, Д.А. Михайлова и других исследователей, мощные тела шпинель-диопсидовых пород составляют одну из зон скарнов постмагматической стадии, т.е. являются породами II генерации. Сложность изучения вопроса заключается в том, что на самых исследованных участках (например, флогопитовые месторождения типа Эмельджакского) вследствие интенсивного проявления постмагматического метасоматизма шпинель-диопсидовые породы сохранились незначительно и представлены мелкими реликтовыми телами.

Породы, бесспорно относящиеся ко II генерации, представляют собой асимметрично-зональные залежи на контактах доломитовых мраморов и кальцифиров с алюмосиликатными породами и симметрично-зональные жилы среди алюмосиликатных пород в непосредственной близости от высокомагнезиальных либо мощные (до нескольких десятков метров), сложные зональные тела магнезиальных скарнов, состоящие в основном из полосчатых флогопит- и паргасит-диопсидовых пород. Диопсидовые породы III генерации [246] возникли в результате собирательной перекристаллизации при подчиненной роли метасоматического преобразования предыдущих генераций, т.е. представляют собой существенно диопсидовые гидротермалиты.

На важность собирательной перекристаллизации для формирования слюдяных месторождений впервые обратил внимание Д.С. Коржинский [113]. Позднее С.П. Мурзаев [167] рассмотрел этот вопрос более детально и указал, что при собирательной перекристаллизации объем кристаллов флогопита увеличивается в миллионы и миллиарды раз. При этом считалось, что перекристаллизация происходила в ту же стадию, что и образование постмагматических скарнов. Однако такой взгляд не объясняет некоторые факты. Например, количество жил гранитоидов, пересекающих полосчатые флогопит- и паргасит-диопсидовые породы, по крайней мере, в сотни раз больше, чем жил, пересекающих породы, возникшие при собирательной перекристаллизации. С нашей точки зрения, эта перекристаллизация происходила в последнюю постмагматическую стадию позднеархейского тектоно-магматического цикла [248] и была отделена от породообразования II генерации фазой внедрения гранитоидов. Она привела к частичному или полному уничтожению метасоматической зональности.

Породы III генерации представлены телами различного размера (мощность их может достигать мощности исходных пород) и формы,



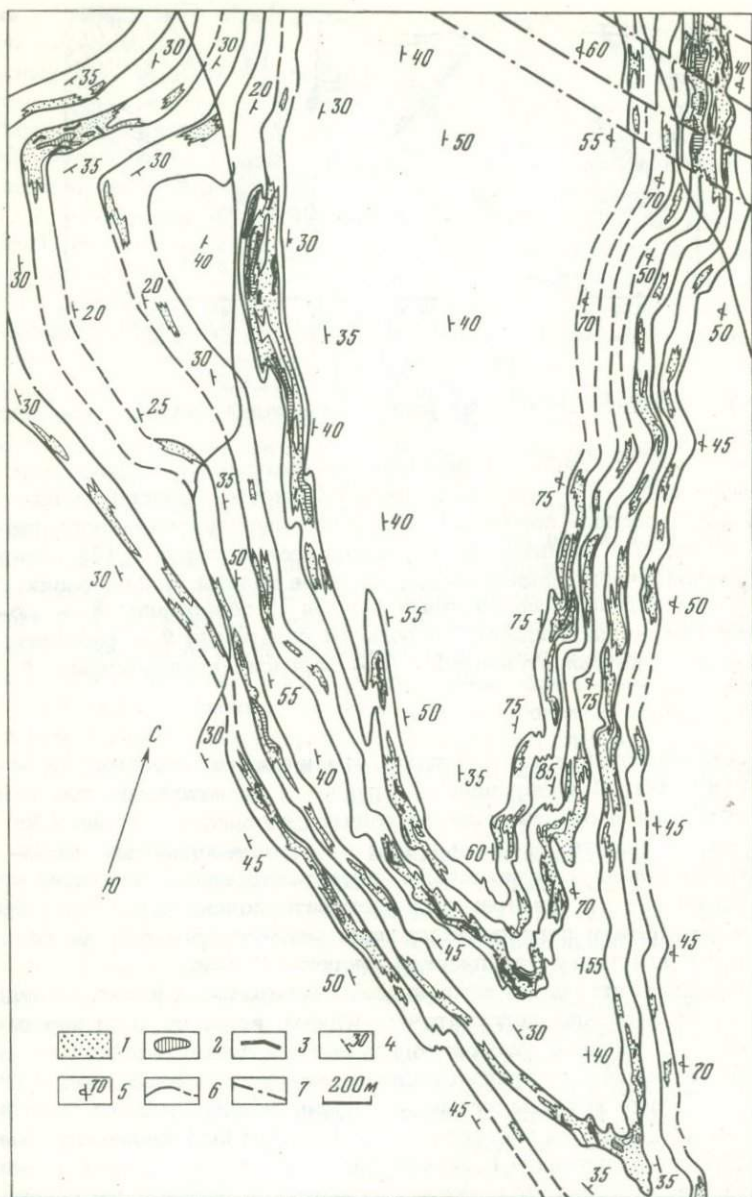
Фиг. 1. Диопсидовые породы разных генераций. Каталахское месторождение

1 — осыпи, элювий; 2 — диопсид-плаггиоклазовые и диопсид-скаполитовые сланцы; 3 — средне- и крупнозернистые диопсид-калишпатовые апогранитные породы; 4 — скаполит-диопсидовые апогранитные породы; 5 — реликты шпинель-диопсидовых пород I (?) генерации; 6 — полосчатые флогопит-диопсидовые породы II генерации; 7 — полосчатые паргасит-диопсидовые породы II генерации; 8 — мономинеральные диопсидовые породы III генерации; 9 — флогопит крупно- и гигантопластинчатый; 10 — паргасит крупнозернистый

чаще жилообразной и неправильной. Имеются две основные разновидности пород III генерации: а) крупно- и гигантозернистые породы, состоящие в основном из флогопита, диопсида и кальцита с примесью паргасита, шпинели и др.; б) среднезернистые мономинеральные диопсидовые породы, представляющие в основном продукт изменения среднезернистых флогопит-диопсидовых пород; при этом в результате перекристаллизации мелкочешуйчатого флогопита образуется крупнокристаллический флогопит II (фиг. 1).

Факторы, контролировавшие процесс собирательной перекристаллизации, исследованы недостаточно. Однако ясно, что без нее невозможно образование флогопитовых месторождений алданского типа. Обилие магнетита препятствовало перекристаллизации флогопита [246], поэтому крупные слюдяные месторождения разобщены с железорудными, хотя на последних имеется огромное количество мелкочешуйчатого флогопита I генерации.

Ниже рассматриваются только диопсидовые породы, тесно связанные с карбонатными, в частности магнезиальные скарны. Метасоматиты, названные С.П. Мурзаевым жилами чугинского типа, отличаются от таких диопсидовых пород как по составу, так и по закономерностям размещения, генетически представляя собой базификаты зон разломов, пространственно не связанные с карбонатными породами.



Фиг. 2. Схема размещения высокомагнезиальных пород в центральной части Каталахского поля

1 - диопсидовые породы (единичные мелкие тела не показаны);  
 2 - кальцифиры и мраморы; 3 - флогопитоносные зоны; 4 - нормальное залегание слоистости и полосчатости; 5 - опрокинутое залегание слоистости и полосчатости; 6 - границы "мраморно-гнейсовых" пачек (пакетов); 7 - крупные дизъюнктивы

## РАЗМЕРЫ И ФОРМА ТЕЛ КАРБОНАТНЫХ И ДИОПСИДОВЫХ ПОРОД

Карбонатные и согласные с ними диопсидовые породы слагают слои, насыщают ритмично построенные пакеты, пачки, подсвиты, свиты. Их мощность обычно измеряется метрами, первыми десятками метров, реже 50–60 м. В обнажении на р. Суннагин в 9,5 км от устья имеется уникальный слой кальцитовых мраморов с неполной мощностью 270–300 м. Протяженность рассматриваемых пород составляют многие десятки и сотни метров, иногда достигает даже 2–2,5 км.

В качестве примера рассмотрим центральную часть Каталахского флюогипитового поля. Как видно на фиг. 2, диопсидовые и карбонатные породы залегают всегда в виде линзоподобных тел. Вначале их считали непрерывными пластами. Однако по латерали они часто сменяются диопсид–плаггиоклазовыми или диопсид–скаполитовыми сланцами, которые в свою очередь фашиально замещаются диопсид–роговообманковыми и другими плаггиоклазовыми кристаллосланцами. Линзовидная форма характерна для супракристалльных пород архея [245].

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДИОПСИДОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

Ввиду закономерной пространственной связи диопсидовых и карбонатных пород установление закономерностей их размещения является прежде всего стратиграфической проблемой. Суммарный объем карбонатных и диопсидовых пород не превышает первых процентов от всего объема алдания. Этот результат получен независимо друг от друга геологами, применявшими разные стратиграфические схемы алдания<sup>1</sup>: 4 объемн.% [240], 5 [125], не более 2–3 [225], около 2–3 объемн. % [103]. Согласно нашим подсчетам, суммарный объем этих пород составляет около 1 объемн.% и только вместе с магнезиально–известковистыми сланцами достигает 2–3 объемн.%. Что же касается распределения карбонатных и диопсидовых пород по стратиграфической вертикали, то здесь единого мнения нет. По Д.С. Коржинскому [107], карбонатные и диопсидовые породы сосредоточены в верхней части алданского архея (Джелтулинская толща). По мнению Н.В. Фроловой и Н.Ф. Клековкина [240], толщи с карбонатными породами имеются в разных частях разреза. В их схеме шесть свит, сопоставимых по мощности с Желтулинской толщей, по Д.С. Коржинскому. Однако в дальнейшем Н.В. Фролова [239] признала справедливость схемы Д.С. Коржинского. Впоследствии идея о распространении карбонатных пород в разных частях алдания стала общепринятой и отразилась во всех региональных стратиграфи-

<sup>1</sup> Особняком стоит лишь результат подсчета Г.Б. Гиммельфарба [56] – 20 объемн.%.

ческих схемах. Впрочем, в наиболее изученной западной части Алдана уже в начале 50-х годов было установлено, что вместо пяти мраморно-гнейсовых свит, по Н.В. Фроловой, или четырех таких свит из схемы С.П. Коноплева и др. (1948 г.) здесь имеется только одна свита — федоровская. Хотя этот взгляд и в настоящее время не является общепризнанным, он самый распространенный и обоснованный.

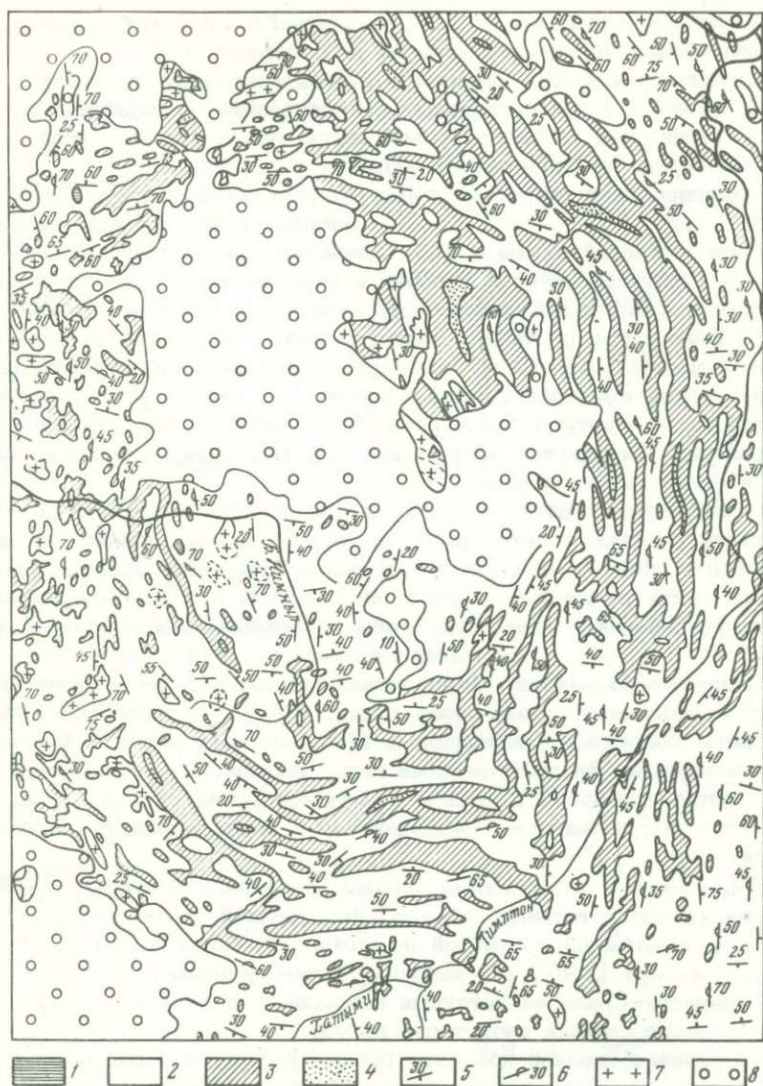
Однако восточнее, на р. Тимптон и в некоторых других районах были обнаружены полосы шириной несколько десятков километров с однообразным залеганием слоев. Эти полосы интерпретировались как простые бескладчатые образования — крупные моноклинали. На них составлялись стратиграфические разрезы огромной мощности с несколькими мраморно-гнейсовыми свитами. Мраморно-гнейсовые свиты разных областей различаются по петрографическому облику. Так как геологи полагали, что всякая значительная изменчивость состава толщ происходит только во времени, по стратиграфической вертикали, но не по латерали, то свиты разного облика считались разновозрастными.

На основе анализа пликативной структуры левобережья р. Тимптон в ее нижнем и среднем течении автор в середине 60-х годов пришел к выводу о повсеместном распространении складок с длиной полуволны 1,5–2,5 км и соответственно об отсутствии Тимптонской моноклинали и о развитии в Притимптонье сложной складчатой тектоники — серии изоклиналих опрокинутых на запад складок, что и создает видимость простоты строения (фиг. 3). Расшифровка пликативной структуры позволила сделать заключение об одновозрастности федоровской и желтулинской свит, сменяющих друг друга по латерали, и о приуроченности этих свит к верхней части разреза [245].

В то время этот вывод не получил поддержки, так как расходился с общепринятым взглядом. Внедрение структурных методов создало благоприятные предпосылки для изучения складчатости и стратиграфии. В последние годы к представлению о приуроченности федоровской, желтулинской и других мраморно-гнейсовых свит к верхней части алдания пришли разные исследователи [64, 69 и др.]. В докладе на Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия (Уфа, 1977 г.) Л.П. Салоп выделил в верхней половине архея федоровский комплекс, в котором сосредоточены карбонатные и диопсидовые породы.

Теперь проанализируем, как размещаются рассматриваемые породы по стратиграфической вертикали. Для выводов использованы главным образом послонные разрезы, составленные при совместных с В.П. Антоновым исследованиях на р. Тимптон — на стратотипических местностях толщ, или свит, по Д.С. Коржинскому.

Тела диопсидовых пород появляются в средней части иенгрской гнейсово-кварцитово-свиты, по Д.С. Коржинскому, известной под разными названиями (верхнеалданская и верхнетимптонская свиты — Е.М. Лазько, суонитская свита — Н.В. Фролова, нижняя подсвита



Фиг. 3. Схема складчатой тектоники архея центральной части Алданского щита

1-4 - толщи (горизонты) алданского архея: 1 - Иенгрская, 2 - Тимптонская, 3 - Джелтулинская, 4 - Иллымахская; 5-6 - элемент залегания пород (ранняя полосчатость и ранняя сланцеватость): 5 - нормальное, 6 - опрокинутое; 7 - наиболее крупные массивы архейских гранитов; 8 - постархейские образования

верхнеалданской свиты — Ю.К. Дзевановский). Наиболее крупное тело диопсидовых пород находится на р. Бугарыкта в 2 км от стратотипической местности иенгрской свиты. Это линза мощностью 30 м, длиной 0,5 км с проявлениями флогопита. В верхней, существенно кварцитовой части иенгрской свиты также имеются тела диопсидовых пород, но значительно меньших размеров.

В вышележащей гнейсовой толще (тимптонская свита — Д.С. Коржинский, нимырская свита — С.П. Коноплев и др., верхняя подсвита верхнеалданской свиты — Ю.К. Дзевановский) наиболее значительный стратиграфический уровень с карбонатными и диопсидовыми породами расположен в самом низу — над кварцитами иенгрской свиты. Близ устья р. Иенгра имеется локальный пакет диопсидовых пород мощностью 30—40 м, в котором размещено Окурданское непромышленное месторождение флогопита. На этом же уровне имеются локальные пакеты и пачки мраморов и диопсидовых пород в других районах. Аянахское непромышленное месторождение локализовано в одной из таких пачек.

В тимптонской свите рассматриваемые породы встречаются и на других уровнях, в основном в ее верхней части. Однако они не являются в этой толще свитообразующими породами. Всего в тимптонской свите размещено 3—5% диопсидовых и карбонатных пород, а в иенгрской свите — менее 1% общего объема этих пород в алдани.

Следующая по разрезу, федоровская свита включает в среднем 90—95% рассматриваемых пород архея. В табл. 1 приведены относительные содержания диопсидовых и карбонатных пород в разрезах эксплуатируемых флогопитоносных полей Алдана. Они сконцентрированы главным образом в нижне- и верхнефедоровской подсвитах, известных под названием "медведевский и эмельджакский (леглиерский) горизонты"<sup>1</sup>.

Диопсидовые и карбонатные породы составляют примерно 3—8% площади (и соответственно объема) федоровской свиты (табл. 2). Подсчеты выполнены с ошибкой не более 5%. По картам В.П. Антонова и автора (1967 г.) находили видимые площади, которые затем пересчитывали на истинные площади, т.е. взятые для сечений, перпендикулярных слоистости пород.

В верхнефедоровской подсвите рассматриваемых пород обычно в 2—3 раза больше, чем в нижнефедоровской, в связи с чем первая высокопродуктивна, а вторая — малопродуктивна на флогопит и другие полезные ископаемые. На Каталахском поле в нижней подсвите диопсидовых пород больше, чем в верхней. Однако следует учесть, что там в нижней подсвите распространены преимущественно алосланцевые диопсид-скаполитовые породы, образовавшиеся при гра-

<sup>1</sup> В соответствии с официальным положением Межведомственного стратиграфического комитета СССР термин "горизонт" с собственным названием может использоваться только для объединения по латерали разнофациальных разновозрастных свит.

Таблица 1

Относительное содержание (в объемн.%) диопсидовых пород, кальцифиров и мраморов в архее Алдана

Стратиграфическое подразделение	Эмельджак	Канку	Элькон	Каталах	Гон
Ылымахская свита	4,4	3,1	1,0	2,3	0,3
Федоровская свита	94,1	95,0	97,6	95,4	96,5
Тимптонская свита	1,5	1,9	1,4	2,3	3,2
Алданий	100	100	100	100	100

Таблица 2

Содержание диопсидовых пород, кальцифиров и мраморов в различных свитах алдания (в объемн.%)

Стратиграфическое подразделение	Эмельджак	Канку	Элькон	Каталах	Гон
Ылымахская свита	1,8	2,0	0,4	0,4	0,1
Верхнефедоровская подсвита	21,8	19,2	14,7	8,0	9,0
Среднефедоровская подсвита	1,7	1,9	0,5	1,3	0,9
Нижнефедоровская подсвита	7,8	5,7	4,5	13,2	4,3
Федоровская свита в целом	7,6	7,6	6,3	4,4	3,3
Тимптонская свита	0,2	0,2	0,2	0,5	0,2

нитизации и перекристаллизации магнезиально-известковых сланцев. Ввиду пониженной магнезиальности эти породы, как правило, не содержат промышленных концентраций флогопита.

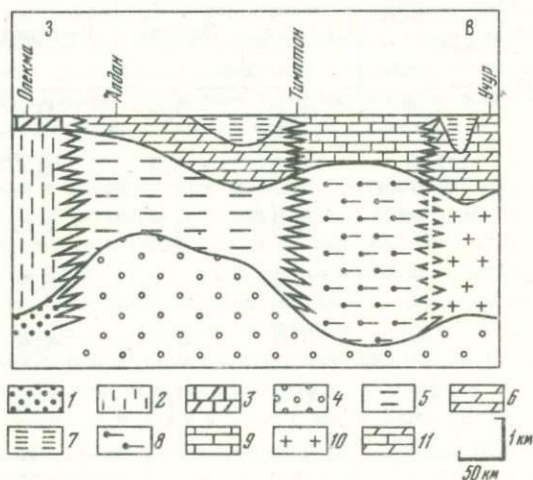
В среднефедоровской подсвите имеются локальные мраморно-гнейсовые пакеты и пачки, включающие ряд флогопитопроявлений и, по-видимому, одно небольшое месторождение (Колтыкон-1).

Самая верхняя часть разреза, незначительно сохранившаяся на современном эрозионном срезе, — ыллымахская свита (см. фиг. 3). Она включает 2–5% диопсидовых и карбонатных пород от их общего количества в алдании, причем они сконцентрированы главным образом в ее низах.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИОПСИДОВЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПО ЛАТЕРАЛИ

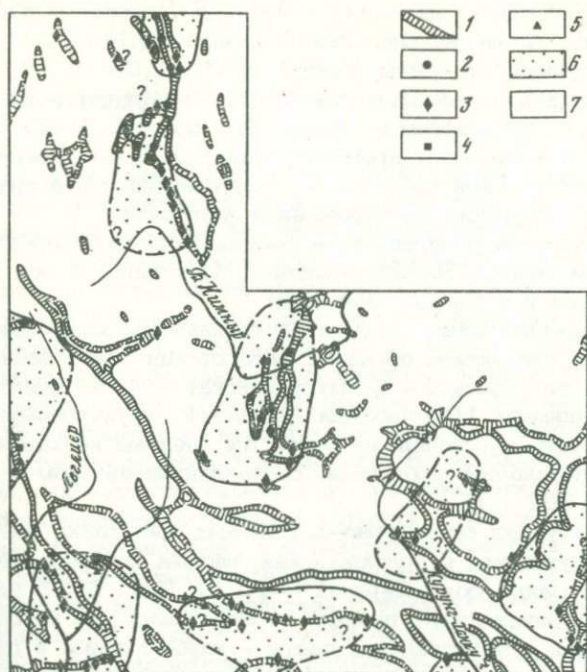
Автором установлены закономерности региональной и локальной изменчивости состава карбонатных пород [246]. На Алдане (гигантская Алданская структурно-фациальная зона) имеется одна толща, насыщенная рассматриваемыми породами — джелтулинский горизонт. В западной части Алдана, в крупной Нимнырской структурно-фациальной зоне, он представлен федоровской свитой, в центральной части, в Джелтулинской зоне — джелтулинской (сутамской) свитой; в восточной части, в Мугусканской зоне — мугусканской свитой, впервые выделенной Н.В. Фроловой (фиг. 4).

Для федоровской свиты (мощность 0,8–1,2 км) характерны, как известно, диопсидовые породы, доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы и кальцифиры. Однако карбонатные породы представлены на большинстве участков в подчиненном количестве (см. фиг. 2), и лишь на некоторых они распространены широко и преобладают над



Фиг. 4. Схема главнейших фациальных взаимоотношений внутри алдания Южной Якутии

1–3 — становой серия: 1 — нелокинская свита, 2 — олекминская свита, 3 — тунгурчинская свита; 4–11 — алданская серия: 4 — иенгурская свита, 5 — тимптонская свита, 6 — федоровская свита, 7 — ыллымахская свита, 8 — кюриканская свита (?), 9 — джелтулинская свита, 10 — геканская свита, 11 — мугусканская свита



Фиг. 5 Малые протофациальные зоны

1 - нижефедоровская (медведевская) подсвита; 2 - флогопитовые месторождения; 3 - флогопитопроявления; 4 - магнетитовые месторождения; 5 - магнетитопроявления; 6-7 - фациальные зоны, в которых нижефедоровская подсвита насыщена: 6 - диопсидовыми породами, кальцифирами и мраморами, 7 - диопсид-плагноклазовыми, диопсид-скаполитовыми сланцами, апсланцевыми диопсид-скаполитовыми породами (диопсидовые породы и кальцифиры встречаются изредка в виде маломощных тел)

диопсидовыми породами (Куранахское флогопитоносное поле, Леглиерские, Сиваглинские и Савгельские железорудные месторождения).

Кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы не характерны для федоровской свиты, встречаются редко. Исключение составляют районы месторождений флюсовых мраморов Марийка и Леглиерское, где они развиты в значительном количестве.

Для желтулинской свиты (неполная мощность 1,0 км) характерны немагнетиальные породы - кальцитовые, а также доломит-кальцитовые мраморы и кальцифиры. Мощные тела диопсидовых пород в ней столь же редки, как и кальцитовые мраморы в федоровской свите. Такие диопсидовые породы имеются, например, по данным В.И. Егина и др., в верховье р. Желтулы. Вследствие бедности

джелтулинской свиты высокомагнезиальными породами она практически непродуктивна на флогопит и магнетит.

Для мугусканской свиты (мощность 0,9–1,5 км) характерны доломитовые, кальцит–доломитовые, доломит–кальцитовые, кальцитовые мраморы, кальцифиры и диопсидовые породы. Таким образом, по составу она занимает промежуточное положение между федоровской и джелтулинской свитами. К мугусканской свите приурочены, в частности, Учурские месторождения флогопита.

Количественное распределение рассматриваемых пород в стратиграфическом разрезе Джелтулинской и Мугусканской зон примерно такое же, как и в Нимырской зоне.

Мраморно–гнейсовые свиты представлены на современном эрозионном срезе следующим образом. Федоровская свита занимает 12% площади, джелтулинская – 7, мугусканская – 10%. Джелтулинский горизонт занимает 10% площади Алданской структурно–фациальной зоны. Подсчеты с ошибкой не более 5% сделаны по карте Алданской флогопитоносной провинции, составленной автором и В.П. Антоновым (1967 г.).

Внутри крупных структурно–фациальных зон, таких как Нимырская, Джелтулинская и Мугусканская, ширина которых 170–260 м, существуют малые зоны шириной 6–12 км (фиг. 5). В первично–карбонатных зонах джелтулинский горизонт насыщен карбонатными, а федоровская и мугусканская свиты – карбонатными и диопсидовыми породами. В первично–мергельных зонах джелтулинский горизонт насыщен диопсид–плагиоклазовыми и диопсид–скаполитовыми сланцами, а федоровская и мугусканская свиты практически непродуктивны на флогопит и другие полезные ископаемые, связанные с диопсидовыми и карбонатными породами.

## ВЫВОДЫ

1. Карбонатные и диопсидовые породы составляют около 1% объема алдания, 90–95% этих пород сосредоточены в одной, сравнительно маломощной толще – джелтулинском горизонте, расположенном ныне в верхней части разреза. В этом отношении алданий не отличается от большинства геосинклинальных комплексов.

2. Джелтулинский горизонт объединяет по латерали разнофациальные мраморно–гнейсовые свиты, различающиеся по соотношению доломитовых и диопсидовых пород, кальцитовых мраморов и кальцифиров.

3. Для дальнейших поисков и перспективной оценки территории необходимо учитывать наличие малых фациальных зон. На большей части территории своего распространения федоровская и мугусканская свиты практически непродуктивны, ибо локализованы в первично–мергельных зонах.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Лазурит как редчайшее и интересное геологическое образование семейства магнезиальных скарнов привлекал внимание многих исследователей. Несмотря на то, что до последних лет сведения о геологическом строении его месторождений были весьма ограниченны, относительно генезиса лазурита были высказаны различные гипотезы. Первая из них принадлежит первооткрывателю Малобыстринского месторождения Г. Пермикину [233], который считал, что лазурит образовался в результате пропаривания мраморов сернистыми парами гранитных магм. Согласно данным А.Е. Ферсмана [233], лазурит является продуктом воздействия сернистых щелочей (возгон пегматитового расплава) на мрамор. В настоящее время большинство исследователей поддерживают представление Д.С. Коржинского, рассматривающего генезис лазурита с позиций теории биметасоматоза. Им установлено, что лазурит образовался по алюмосиликатным породам преимущественно гранитоидного состава при их биметасоматическом взаимодействии с вмещающими магнезиальными мраморами [111]. Биметасоматические реакции были вызваны поступлением постмагматических растворов, при этом часть необходимых для образования лазурита компонентов заимствовалась из вмещающих пород, а некоторые, в частности натрия, привносились растворами извне. Вопрос об источнике подобных растворов решался по-разному. Так, одни исследователи связывают их с гипотетическими очагами гранитоидных магм, обусловившими внедрение гранит-пегматитов и ортогекситов [91], другие — с палингенными магматическими очагами, возникшими при ультраметаморфизме [280], третьи — с чисто метаморфическими процессами [291], четвертые — с послеультраметаморфическими явлениями [65, 66].

Детальные геолого-геохимические исследования лазуритовых месторождений позволили получить ряд новых сведений о геологии лазурита и о процессе лазуритообразования. Исследования проводились по следующим основным направлениям: 1) выяснение особенностей геологии месторождений и проявлений лазурита, литологических и структурно-тектонических факторов локализации лазуритовой минерализации; 2) изучение особенностей геохимии лазуритовых месторождений для выявления источника вещества, необходимого для образования лазурита; 3) получение конкретных данных о физико-химических условиях лазуритообразования, таких как температура, давление и состав лазуритообразующего флюида; 4) детальное изучение типоморфных свойств кальцита (кальцитометрия) — одного из наиболее широко распространенных минералов месторождений и проявлений лазурита.

Одной из главных особенностей геологии лазурита в Прибайкалье является его приуроченность к сложнопостроенным и интенсивно дислоцированным толщам мраморов, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Температура максимального прогрева вмещающих лазурит мраморов, установленная по магнезиальности кальцита на основе геотермометра Голдсмита – Ньютона [288], составляет 760–780°C. Характерной чертой этих мраморов является их доломит–кальцитовый состав и зараженность первично–осадочной серой (при ударе они издадут сероводородный запах). При этом главной особенностью структур месторождений и проявлений лазурита является интенсивное развитие будинажа, в связи с чем в пределах Малобыстринского месторождения в мраморах наблюдается большое количество будинированных тел алюмосиликатных пород разного состава – амфиболитов, биотитовых и графитовых кристаллосланцев, сиенитов, гранитов и гранит–пегматитов.

Будинаж алюмосиликатных пород, несомненно, вызван пластическим течением вмещающих мраморов, имеющих разные состав и механические свойства. Будинируются и мраморы, на это указывают резкие изменения мощностей их отдельных слоев и пачек. Здесь наряду с утонением отдельных слоев, обычно существенно доломитовых, наблюдаются крупные структуры нагнетания, резкие увеличения мощностей существенно кальцитовых, наиболее пластичных пластов и пропластков, т.е. признаки интенсивного перераспределения карбонатного материала в пластическом состоянии (вместе с будинами алюмосиликатных пород). Особенно отчетливо развитие будинаж–структур видно на примере гранитоидных тел, для которых принимается палингенный генезис. Формы будин четко указывают, что гранитные тела будинировались будучи уже полностью консолидированными. Кроме относительно крупных будин (размером до 10 м), встречается масса мелких будин–осколков. Основная масса будин представлена мелкозернистыми пироксеновыми гранитами, состоящими из кварца (около 30 объемн. %), плагиоклаза № 20–22 (около 30%), микроклина (около 30%) и диопсид–геденбергита (5–10%). Большинство будинированных тел в различной степени метасоматически изменено – скарнировано<sup>1</sup>, часто до полного замещения скаполит–диопсидовыми, флогопит–диопсидовыми или лазуритсодержащими породами – скарнами. При этом в пределах месторождений будины гранитоидов и апогранитных скарнов составляют 10–15 объемн.% пород разреза. Характерно, что скарнирование будин алюмосиликатных пород наиболее интенсивно проявляется в торцевых их частях, т.е. метасоматические процессы наиболее интенсивны в межбудинных пространствах.

Разрывные нарушения на Малобыстринском месторождении весьма часты, но они явно более молодые, чем лазуритовая минерализация.

<sup>1</sup> Правильнее относить эти породы не к скарнам вообще, а к магнезиальным скарнам. – *Прим. ред.*

Лазуритсодержащие породы — это в основном одна из метасоматических зон — лазурит-диопсидовая, развитая по будинам силикатных пород. Они являются относительно редким типом метасоматитов, в отличие от скаполит-диопсидовых и диопсидовых, образуя зачастую лишь каемки и зоны мощностью от долей сантиметра до первых дециметров в контактовых частях будин. В крупных будинах лазурит, как правило, не развит. Обычно им замещаются будины мощностью до 1 м.

Характерно, что лазуритизированные будины силикатных пород приурочены к определенным пачкам мраморов, представленным тонким чередованием существенно доломитовых и кальцитовых прослоев. В целом зоны, содержащие лазуритизированные будины — "лазуритоносные зоны", совершенно согласны с вмещающими мраморами и могут тянуться непрерывно на расстоянии до 220 м (Малобыстринское месторождение) или с перерывами — до 2–3 км (Слюдянские и Тултуйские проявления) независимо от характера и расположения разрывных нарушений и массивов интрузивных пород.

Последовательность развития лазуритсодержащих комплексов может быть представлена в следующем виде:

1) внедрение согласных или косесекущих жильных тел палинггенных гранитов, сиенитов и гранит-пегматитов на этапе ультраметаморфизма в пластовые тела доломит-кальцитовых мраморов, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации и содержащих первично-осадочную серу;

2) сложная пластическая деформация вмещающих мраморов при наложении перекрестной складчатости в один или два этапа, приводившая к интенсивному будинажу тел гранитоидов и других алюмосиликатных пород;

3) биметасоматическое скарнирование будин гранитоидов и других силикатных пород в мраморах в результате нарушения равновесия в системе, приводившее к формированию разнообразных скарнов, в том числе и лазуритсодержащих.

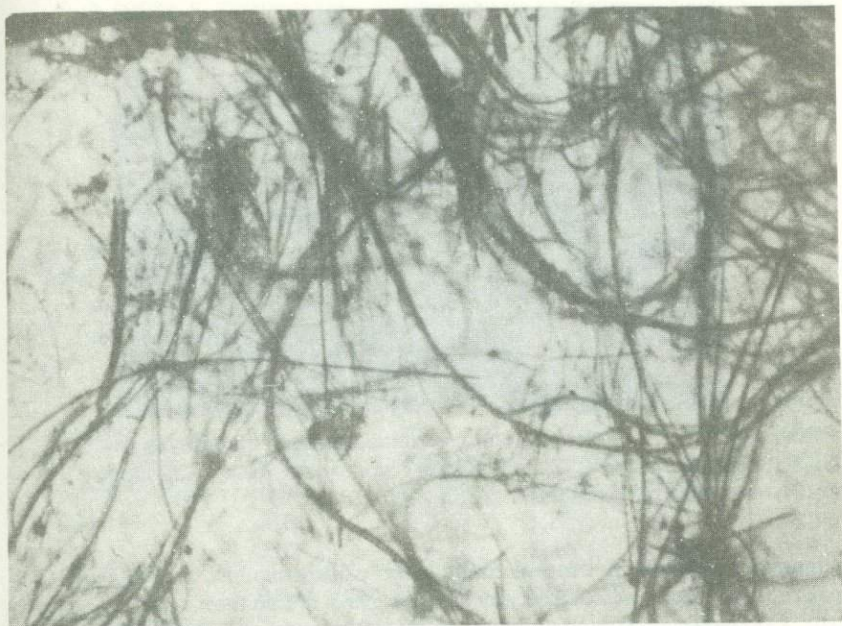
Геохимические исследования лазуритовых месторождений показали, что привнос вещества в толщу лазуритоносных мраморов осуществлялся практически только в период их мигматизации путем внедрения тел гранитоидного состава. В более поздний период лазуритообразования привнос каких-либо экзотических компонентов, свидетельствующих о поступлении вещества извне, не отмечается. Исследования изотопного состава серы [48] и стронция [52], принимавших участие в формировании лазурита, показали совершенно идентичный их состав как во вмещающих мраморах, так и в метасоматических лазуритоносных образованиях, что может свидетельствовать о мобилизации данных элементов из вмещающей толщи мраморов.

Касаясь вопроса об источнике таких щелочных металлов, как калий и, главное, натрий, необходимых для образования лазурита, а также гаюина, нозеана, содалита и сопутствующих им метасоматитов, следует отметить, что в рассматриваемом случае участие

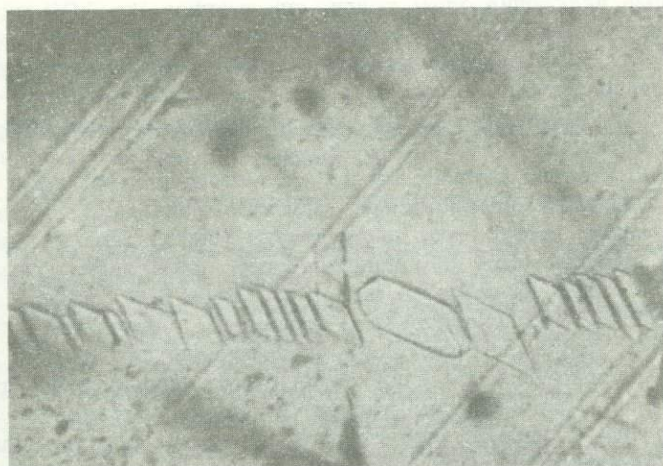
постороннего источника весьма сомнительно. Дело в том, что наряду с образованием содалитовых, гаюин-лазуритовых и калиевополевошпатовых метасоматитов, т.е. метасоматитов с парагенезисами высокой щелочности, в несравненно больших масштабах формировались диопсидовые и скаполит-диопсидовые метасоматические пороцы. При образовании последних за счет субстрата гранитоидного состава должно высвободиться значительное количество калия и натрия. В целом, скорее всего, происходит вынос данных элементов, нежели их привнос из какого-либо постороннего источника. Логично предполагать, что в условиях затрудненной миграции щелочей на фронте замещения гранита диопсидовыми скарнами должны возникать минералы с высоким содержанием калия и натрия. Поскольку часть калия связывалась во флогопите в пределах часто встречающихся флогопит-диопсидовых зон, а остальная — в калиевом полевошпате в пределах полевошпатовых зон, возникал относительный избыток натрия, обусловивший появление таких существенно натриевых минералов, как нефелин, содалит и лазурит. Преобладание среди последних членов содалитовой группы — содалита или лазурита — обусловлено режимом серы в системе метасоматического минералообразования.

Ряд интересных данных о физико-химических условиях лазуритообразования был получен в ходе детальных исследований кальцита — одного из главных породообразующих минералов лазуритовых месторождений и закономерного члена лазуритсодержащей парагенетической ассоциации. По особенностям состава кальцита выделяются несколько его типов — генераций, в том числе синлазуритовый тип. В кальците последнего типа обнаружен и исследован комплекс микроскопических и субмикроскопических включений, представленных как твердыми фазами, так и реликтами лазуритообразующего флюида. Среди твердых включений установлены доломит, марказит, пирит и ангидрит; при этом доломит, марказит и отчасти пирит представляют собой продукты распада кальцита. Если для доломита такой механизм образования в кальците известен и подтвержден экспериментально [58], то нитевидные микроскопические закономерно ориентированные включения марказита и пирита, которые придают кальциту специфический пепельно-серый цвет, установлены впервые (фиг. 1).

Включения микроскопических кристаллов ангидрита имеют явно сингенетический характер, т.е. формировались одновременно с кальцитом и лазуритом. На это указывает распределение их пластинчатых агрегатов по зонам роста кристалла кальцита (фиг. 2). Кроме того, видно, что частицы ангидрита нередко способствовали захвату растущим кристаллом кальцита реликтов породообразующего флюида. Наличие экссолюсионных вростков доломита свидетельствует о высокой первичной магнезиальности синлазуритового кальцита (фиг. 3). Оценка магнезиальности позволила установить по геотермометру Голдсмита — Ньютона температуру образования этого кальцита и лазурита (см. таблицу). Температурные условия форми-



Фиг. 1. Агрегаты нитевидных кристаллов марказита и пирита (более прямолинейные иглы). Осадок после растворения синлазуритового кальцита в  $\text{HCl}$ . Увел. 3000



Фиг. 2. Сингенетические включения ангидрита в синлазуритовом кальците. Увел. 1500



Фиг. 3. Распад высокомагнезиального синлазуритового кальцита с выделением доломита (эмульсионная структура распада). Увел. 600

рования лазурита в общем совпадают с интервалом температур, характерным для амфиболитовой фации. Это позволяет сделать вывод, что лазуритовая минерализация формировалась на регрессивном этапе метаморфизма в условиях, отвечающих амфиболитовой фации.

Синлазуритовый кальцит обладает очень специфичным комплексом микровключений минералообразующего флюида. Среди них выделяются многочисленные, очень мелкие (редко больше 10 мкм) первичные многофазные включения округлой или шестигульной формы. Вторичные включения очень редки, они крупнее (до 100 мкм), имеют правильную трубчатую форму, а по составу всегда газожидкие. На сингенетичный характер первых указывают как правильное их распределение по зонам роста кристаллов кальцита, так и обязательная экранирующая частица минерала-спутника, представленного ангидритом.

В относительно крупных первичных включениях примерно 50–60% объема занимает минерал-узник, имеющий правильную, почти кубическую форму; кроме того, присутствуют жидкая фаза и маленький газовый пузырек (фиг. 4). Минерал-узник представлен элементарной серой и при температуре примерно 120–150°C плавится, не восстанавливая после охлаждения первичную, относительно правильную форму. При дальнейшем нагреве включение приобретает последовательно ярко-желтую, коричневую, бурую окраску и при температуре около 640–650°C становится черным. Дальнейшее нагревание до 800°C никаких изменений не вызывает. При охлаждении указанные изменения следуют в обратном порядке. Сходная картина наблюдалась при нагревании серы в запаянных прозрачных ампулах [126].

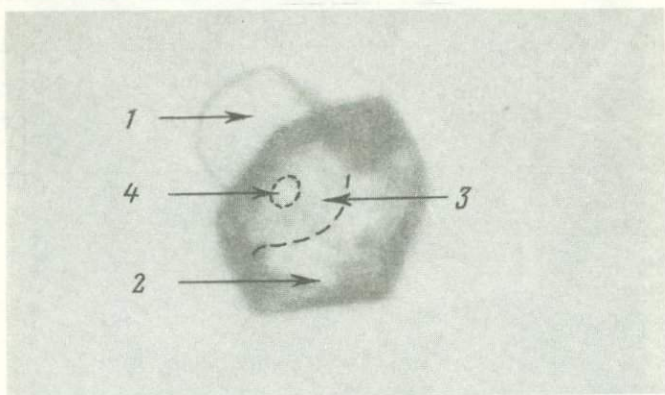
Хотя вопрос о полной идентичности состава флюидных реликтов и исходного флюида дискуссионен, тем не менее состав включений свидетельствует о значительных концентрациях серы в лазурито-

Состав и температура образования кальцитов из лазуритовых месторождений и проявлений

Тип породы	Номер пробы	Главные компоненты			Температура*, °C
		CaO	MgO	MgCO <sub>3</sub>	
<i>Дол-Ка</i> мраморы, вмещающие Малобыстринское лазуритовое месторождение	МЛ-1	47,1	6,21	15,5	795
<i>Лаз-Сод-Ка</i> метасоматические породы Юго-Западного Прибайкалья	40-п	53,0	3,95	9,4	665
	Ка-22	51,0	3,90	8,3	635
	35-2	54,0	3,00	7,1	600
	35-4	53,0	3,25	7,8	620
	ЖС	51,5	3,28	8,2	635
	ЖС-1	47,7	4,17	10,3	686
<i>Лаз-Сод-Ка</i> метасоматиты Афганистана, месторождение Сары-Санг	АФ-1	50,5	3,85	9,6	670
Постлазуритовые <i>Фл-Ка</i> породы Малобыстринского месторождения	35-1	56,0	0,90	2,2	400
	КА-20	51,0	1,15	3,5	465

\* Температуры рассчитаны для давления 1 кбар; при 10 кбар температурная поправка составляет 20°C.

образующем флюиде. В целом состав комплекса включений в синлазуритовых кальцитах указывает на то, что формирование лазуритовой минерализации происходило при относительно высоких температурах с участием существенно сернистого флюида. Последнее подтверждается высоким содержанием серы в лазурите, а также наличием сингенетичных ангидрита и пирита. Выпадение в синлазуритовых кальцитах закономерно ориентированных нитевидных агрегатов марказита и пирита может свидетельствовать о том, что при определенных условиях сера изоморфно входила в структуру кальцита, а при смене условий могла выделяться, в частности, в виде сульфидной фазы. Необходимо подчеркнуть, что существенно сернистый состав флюида указывает на правомерность предположения



Фиг. 4. Первичное флюидное включение в синлазуритовом кальците после прогрева. Увел. 3500

1 — экранирующая частица (ангидрит); 2 — твердая фаза (серы); 3 — жидкая фаза; 4 — газовый пузырек

о его метаморфогенном происхождении, тем более что изотопный состав серы в лазурите свидетельствует о ее осадочном характере [48].

Изложенные данные позволяют представить генезис лазурита следующим образом.

Лазуритообразование происходило после полной консолидации гранитоидных тел, внедрившихся в сложнопостроенную толщу доломит-кальцитовых мраморов, содержащих первично-осадочную серу и претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации. По времени оно совпадало с интенсивной пластической деформацией, обусловившей широкое развитие будинаж-структур. В межбудинных пространствах создавались условия пониженных давлений, в них мигрировало вещество из окружающего пространства, в первую очередь наиболее подвижная флюидная фаза — отжатые из мраморов поровые растворы, насыщенные компонентами вмещающих пород, в частности серой. Образование взрывных нарушений в данных условиях практически невозможно из-за высокой пластичности мраморов. Скорее всего, возникали лишь зоны интенсивного проскальзывания по плоскостям напластования между разными по механическим свойствам пластинами и пропластками, образовавшиеся согласно с общим напластованием. Особенно благоприятны для формирования таких зон пачки тонкого переслаивания доломитовых и кальцитовых мраморов. Именно к таким пачкам приурочена основная масса лазуритовой минерализации.

В зонах миграции флюида возникали условия реакционного взаимодействия между алюмосиликатными породами и мраморами. Би-метасоматические реакции с участием флюидных компонентов при-

водили к образованию различных скарнов, в которых в условиях затрудненной миграции щелочных металлов, высвобождавшихся при скарнировании гранитоидов, формировались минералы с высоким содержанием калия и натрия, в том числе лазурит, а в случае дефицита серы в пределах внутренних частей крупных скарнированных будин гранитоидов — содалит. Лазурит, таким образом, появлялся как продукт частичного замещения алюмосиликатных пород в зонах миграции существенно сернистых флюидов. Вследствие различных причин в пределах зон скарнирования химическая гомогенизация полностью не происходила, в связи с чем имело место лишь частичное превращение будин гранитов в эндоскарны, в частности лазурит-диопсидового и скаполит-диопсидового состава, а вмещающих их мраморов — в форстеритовые и диопсид-форстеритовые с флогопитом кальцифиры (экзоскарны).

Полностью соглашаясь с концепцией о реакционно-метасоматической природе лазурита [111, 139], авторы рассматривают лазуритообразование как закономерный процесс в эволюции сложно-построенных глубоко метаморфизованных толщ известково-магнезиальных мраморов, претерпевших мигматизацию и последующую деформацию. Источником вещества при этом являлись породы вмещающей толщи, а причиной развития процесса лазуритообразования послужило внутреннее перераспределение вещества в гетерогенной по составу толще с анизотропным распределением давления в ходе ее пластической деформации.

## РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С МАГНЕЗИАЛЬНО- ЖЕЛЕЗО-КАЛЬЦИЕВЫМ МЕТАСОМАТИЗМОМ

С. П. Мурзаев

### ОСОБЕННОСТИ НЕРУДНЫХ И РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ И ПРИЧИНЫ СКАРНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Под нерудными скарнами<sup>1</sup> мы понимаем скарны, несущие нерудную полезную минерализацию. Она представлена магнезиальными, известково-магнезиальными и известковыми силикатами или алюмосиликатами — флогопитом, лазуритом, энстатитом, волластонитом. Минерализация рудоносных скарнов значительно более разнообразна и представлена оксидами, сульфидами, боратами, вольфраматами и самородными элементами. Рассмотрим различия, свидетельствующие о разном генезисе рудной и нерудной минерализации.

1. Каждый из названных нерудных минералов встречается в скарнах, у которых сходны химизм, состав исходных пород, геологическая и термодинамическая обстановка. Рудные минералы в этом отношении значительно менее требовательны, и один и тот же рудный минерал может встречаться в скарнах, для которых перечисленные характеристики сильно различаются.

2. Нерудная минерализация скарнов всегда сопутствующая и входит в состав парагенезисов (зон), устойчивых при определенных значениях интенсивных параметров, градиент которых устанавливается между реагирующими породами в процессе их биметасоматического взаимодействия. Вне этих зон полезные нерудные минералы не встречаются. Парагенезисы формируются в результате метасоматических реакций, которые могут быть отражены на парагенетической диаграмме. Рудная минерализация всегда оказывается позднейшей — отстающей или наложенной. Она встречается в различных скарновых зонах и нередко выходит за пределы скарнов в окружающие породы. Замещение других минералов рудными чаще всего не имеет характера метасоматической реакции, а идет путем полного растворения исходного минерала и выполнения освободившегося пространства

<sup>1</sup> Следует здесь и далее понимать — нерудные «магнезиальные скарны», что и рекомендуется к употреблению. — *Прим. ред.*

рудным минералом. Поэтому последовательность замещения исходных пород рудными минералами не может быть показана на парагенетической диаграмме.

3. В состав нерудных скарновых минералов входят как инертные, так и вполне подвижные компоненты, причем все они, кроме летучих, заимствованы из вмещающих пород. Состав всех нерудных скарновых парагенезисов определяется соотношением инертных компонентов, которое зависит от такового в замещенной породе, и потенциалами подвижных компонентов, которые в значительной степени связаны с положением скарнов между реагирующими породами. Рудные минералы сложены только компонентами, которые при скарнообразовании вполне подвижны и в замещаемых породах могут отсутствовать. Ни общее количество рудных минералов, ни их количественные отношения между собой и с нерудными скарновыми минералами не имеют однозначной связи с составом замещенной породы.

4. Скарновый характер нерудных скарновых минералов не вызывает сомнений, если, конечно, не отрицается скарновая природа самих скарнов. Выяснены факторы равновесия, определяющие образование парагенезисов, включающих полезные минералы, и источники необходимого для их формирования вещества. Скарновый характер многих рудных месторождений, как и источники необходимого для их формирования вещества, дискуссионны, а факторы равновесия, определяющие качественный и количественный состав руд, неясны.

Рассмотрим эти различия на примере флогопитовых месторождений Алдана, Южного Прибайкалья и Памира, с одной стороны, и железорудных (магнетитовых) месторождений Алдана, Урала и Тургайского прогиба — с другой.

Флогопитоносны только магнезиальные скарны, возникшие при взаимодействии кислых архейских кристаллических пород с доломитовыми мраморами и кальцифирами. Непромышленные флогопитопроявления отмечены и в постархейских скарнах, в частности развитых на контакте верхнерифейских доломитов с послеюрскими сиенитами на Алдане, но и здесь они возникали только вблизи контакта доломитов с кислыми кристаллическими породами.

Месторождения железа известны в местах развития докембрийских магнезиальных скарнов на контакте доломитов (Алдан), фанерозойских известковых скарнов на контакте кальцитовых карбонатных пород (Урал, Тургайский прогиб, Горная Шория) с интрузиями аляскитовых гранитов (Алдан), сиенитов (Горная Шория), диоритосиенитов и щелочных сиенитов (Высокогорекая и Кушвинская группы), диоритов (Тургайский прогиб), габбро, диоритов и гранодиоритов (Турьинская группа).

Флогопитоносность скарнов всегда сопутствующая. Флогопит входит в состав двух скарновых парагенезисов (с диопсидом и форстеритом), образовавшихся в результате ряда последовательных метасоматических реакций в процессе формирования единой метасоматической колонки, хотя некоторые исследователи считают процесс

возникновения колонки двухстадийным и относят флогопит ко второй стадии. Оба парагенезиса занимают на парагенетической диаграмме определенные поля, промежуточные между полями парагенезисов исходных силикатных ( $K\phi + Пш$ ) и карбонатных ( $\Phi\phi + Пп$ ) пород. Скарны с промышленным флогопитом представляют собой продукт собирательной перекристаллизации флогопитоносных парагенезисов и всегда встречаются только внутри скарнов, развитых на месте соответствующих зон.

Магнетит всегда несет следы более позднего развития по отношению к скарновым минералам. Чаще всего наблюдаются структуры выполнения магнетитом пространства между идиоморфными зернами других скарновых минералов в пределах различных скарновых зон, а также вблизи скарнов как в силикатных, так и в карбонатных породах. Многие исследователи отмечают замещение магнетитом других минералов, чаще всего кальцита, как в осевых частях скарновых жил, так и в околоскарновых кальцифирах.

В состав флогопита входят как инертные компоненты — кремний и алюминий, так и вполне подвижные — щелочи, основания и летучие. Количество флогопита в каждом биминеральном парагенезисе определяется соотношением кремния и алюминия в замещенной породе, которое примерно сохранялось на одном уровне. Появление флогопитосодержащих парагенезисов определялось потенциалами магния и калия, которые зависят от положения данной точки между исходными реагирующими породами. Эти компоненты также заимствовались из замещаемых пород и мигрировали от фронтов замещения исходных пород к фронту развития флогопитосодержащего парагенезиса (зоны).

Магнетит в скарнах встречается в сочетании с различными скарновыми и рудными минералами. Железо при скарнообразовании вполне подвижно, и количество магнетита не связано с составом замещенной породы закономерностями, подобными тем, которые имеют место для флогопита. Магнетитовые руды могли замещать породы, практически лишенные железа, или развиваться в скарнах по контакту между лишенными железа гранитами и мраморами.

Скарновый характер флогопита отрицается только теми немногими исследователями, которые весь комплекс флогопитоносных пород не считают скарнами, а относят его к скарноидам или к продуктам регионального метасоматизма, не связанного с карбонатными породами. При изучении этих пород с позиции биметасоматической концепции установлены интенсивные и экстенсивные факторы равновесия, определяющие качественный и количественный состав скарнов, построены парагенетические диаграммы, отражающие эту зависимость, прослежена вся последовательность процессов, включающая метасоматические реакции и собирательную перекристаллизацию и ведущая к превращению исходных пород в промышленные флогопитоносные скарны, выявлены пути и причины миграции главных компонентов.

Часть исследователей магнетитовых месторождений считает железо продуктом выделения из постмагматических растворов на за-

ключительных этапах кристаллизации интрузивных тел. Другая, не менее значительная часть относит оруденение к периоду седиментации и генетически не связывает его со скарнами. Факторы равновесия, определяющие качественный и количественный состав руд, не установлены, пути и причины миграции и отложения руд дискутируются.

Проведенное сравнение показывает, что генезис скарновых рудных месторождений является более сложной проблемой, включающей генезис скарнов и скарнового оруденения. Говоря о последнем, мы имеем в виду прежде всего два взаимосвязанных вопроса: источник рудного вещества и физико-химические факторы переноса и отложения (или переотложения) его в скарнах. Первый вопрос, по-видимому, должен рассматриваться отдельно для железорудных, полиметаллических и других скарнорудных месторождений. Пока что все эти вопросы решаются на уровне гипотез.

Для железорудных месторождений Алдана, как, впрочем, и месторождений Урала, Тургайского прогиба и Горной Шории, дискутируется сама принадлежность месторождений к скарновым. Для одних месторождений (Соколовско-Сарбайская и Турьинская группы) более приемлема скарновая концепция, для других (Магнитогорское, Высокогорское) — вулканогенно-осадочная, хотя в целом генетическая общность всех названных месторождений не оспаривается.

Что касается Алданских железорудных месторождений, отличающихся от всех указанных принадлежностью к архейским кристаллическим толщам, то для них генетическая общность с указанными типами месторождений не доказана. Тем не менее для них разрабатываются те же гипотезы примерно с равным успехом. Согласно осадочно-метаморфической гипотезе [176, 204, 205], первичные концентрации железа сформировались в процессе осадконакопления, и затем при метаморфической эволюции толщ были существенно преобразованы и местами переотложены. В пользу этой концепции свидетельствуют: 1) приуроченность месторождений к литолого-стратиграфическим комплексам, а в ряде случаев принадлежность к определенным стратиграфическим горизонтам; 2) часто наблюдаемое согласно положение рудных тел, их переслаивание с явно осадочно-метаморфическими породами и совместное участие в складчатости; 3) пересечение руд жилами гранитов и гранитных пегматитов; 4) постепенные переходы от руд к безрудным осадочно-метаморфическим породам по простиранию толщи.

Однако эти доводы отнюдь не исключают скарновый характер месторождений. Так, приуроченность оруденения к каким-либо комплексам или горизонтам вполне объясняется приуроченностью к этим комплексам и горизонтам карбонатных пород, в связи с которыми развиваются скарны. В качестве примера можно привести флогопитоносные скарны, также приуроченные к определенным комплексам и горизонтам, в состав которых входят магнезиально-карбонатные породы. Согласно положению руд и оруденельных пород и участие их в складчатых структурах также вполне возможны и при

их скарновом генезисе, в случае преимущественного движения растворов по плоскостям напластования, как это показано для пластовых скарновых тел, развитых на флогопитовых месторождениях [156, 168]. Пересечение руд гранитными и пегматитовыми жилами также не доказывает их осадочное происхождение, поскольку появление этих жил возможно и после формирования скарнов. На флогопитовых месторождениях однозначно доказано наличие жил гранитных пегматитов, секущих скарны и даже отдельные кристаллы флогопита и диопсида. Секутся гранитами и жилы чугунского типа, которые, как свидетельствуют их залегание и зональность, никак нельзя отнести к первично-осадочным образованиям [219, 168]. Постепенный переход по простиранию от руд к безрудным парапородам представляется наиболее убедительным аргументом, но этот факт оспаривается сторонниками противоположной точки зрения. Действительно, установить достоверно характер перехода по данным бурения очень трудно. Кроме того, в то время, когда велась дискуссия, деление пород на скарны и парапороды было весьма спорным. Поэтому остаются недостоверными представления как о характере перехода, так и об образованиях, в которые переходят руды.

Согласно скарновой концепции, развиваемой Л.И. Шабыниным [249], рудоносные породы являются скарнами, а возникновение железных руд обусловлено остаточными растворами, отделявшимися при консолидации аляскитовых гранитов. Позднее А.Р. Энтин и Г.Н. Киселев [274] предложили рассматривать в качестве рудогенерирующих вместо аляскитов породы габбро-плагиогранитной формации. В пользу скарновой концепции свидетельствуют следующие наблюдения. Магнетитовые руды часто встречаются в ассоциации с такими типичными минералами магнезиальных скарнов, как диопсид, форстерит, флогопит, паргасит, скаполит и шпинель, находящиеся в типичных для магнезиальных скарнов парагенезисах, в том числе и флогопитоносных. Магнетитовые руды расположены на некоторых флогопитовых месторождениях в осевых частях типичных магнезиально-скарновых жил, где они выполняют промежутки между идиоморфными кристаллами скарновых минералов, главным образом флогопита и диопсида.

На магнетитовых месторождениях также отмечались закономерная смена парагенезисов между рудой и вмещающими породами, аналогичная установленной во флогопитоносных магнезиальных скарнах, а также секущее положение руд по отношению к структурам вмещающих пород. Руды не подвергались мигматитизации и не несут следов как последующего метаморфизма, так и средне- и низкотемпературных изменений.

Эти наблюдения не согласуются с представлениями об осадочно-метаморфическом происхождении рудных тел и доказывают их генетическую близость к флогопитоносным магнезиальным скарнам. Однако при формировании последних все главные компоненты испытывают только перераспределение, а для железорудных скарнов источник железа нужно искать за пределами замещенных пород. При-

веденные наблюдения не позволяют решить вопрос о характере этого источника. Магма во всяком случае не является единственно возможным источником, а следовательно, любые доказательства скарновой природы рудосодержащих пород и тел отнюдь не свидетельствуют о том, что источником железа были остаточные растворы, связанные с магмой аляскитового или какого-либо иного состава.

Л.И. Шабынин [249] отмечает развитие на Алданском щите как скарнов, так и железных руд исключительно в связи с доломитами, но не с кальцитовыми карбонатными породами, объясняя это устойчивостью кальцита с кварцем и полевыми шпатами в условиях алданской фации глубинности (известковые скарны в контактах кальцитовых мраморов на Алдане известны, но в крайне небольшом количестве). Этот факт действительно труднообъясним с позиций сингенетичности первичных концентраций магнетита, карбонатов и других минеральных ассоциаций разреза, поскольку железосодержащие осадки должны были формироваться не только в тех местах, где есть доломиты. Тем более он не находит объяснения с позиций скарновой теории Л.И. Шабынина, так как отделение рудоносных растворов от магмы и последующая кристаллизация магнетита также должны были происходить вне прямой связи с доломитами в окружающих толщах. Если допустить определяющую роль карбонатных пород как химического фактора, вызвавшего осаждение железа из магматогенного раствора, то в этом случае руды должны были выделяться не в скарнах, а в карбонатных породах, причем не только в доломитовых, но и в кальцитовых. Следовательно, эта роль карбонатных пород не могла быть определяющей.

Наши исследования нерудных магнезиальных скарнов Алдана [168] позволяют предложить такую модель. Согласно нашим исследованиям, магнезиальные скарны сформировались на регрессивном этапе в условиях жесткой среды и в результате биметасоматического взаимодействия карбонатных и силикатных пород, под воздействием застойных или конвектирующих постмагматических растворов. Процесс определяется миграцией растворимых компонентов (кальция и магния) в направлении падения их химического потенциала (из карбонатных пород в силикатные). Вычисленное, согласно этой концепции, количество исходных силикатных пород, доломитов, апосиликатных скарнов и цеоломитизированных околоскарновых кальцитовых пород выражается отношением 1:1:1,2:0,3 [168]. Таким образом, объем пород, охваченных процессом, уменьшается на 25%. Уменьшение объема неизбежно, если образовывались более плотные минералы, а значительная масса  $\text{CO}_2$  удалялась. Уменьшение объема в условиях жесткой среды приводило к местному падению давления на твердую фазу, что, согласно правилу Рикке, вызывает снижение растворимости всех минералов и выпадение их из раствора при одновременном разворении в участках, где сохраняется более высокое давление, разумеется, если возможна диффузия растворенного вещества между участками с различным давлением. Естественно,

что переотложению в первую очередь будут подвергаться относительно более растворимые в данных условиях минералы, состоящие целиком из вполне подвижных компонентов, в том числе магнетит. В скарновых жилах, секущих силикатные породы, идут реакции с увеличением объема, приводящие к увеличению давления и препятствующие отложению руд, пока (если) кристаллизационное давление недостаточно для нарушения жесткости рамы. Если последняя нарушалась, неизбежным было появление открытых трещин, где также возникали благоприятные условия для рудоотложения. Механизм и роль сохранения и изменения объемов на примерах формирования флогопитоносных скарнов и серпентинизации более детально рассмотрены ранее [168].

Разумеется, формирование залежей любых скарновых руд, согласно этой модели, могло происходить лишь при наличии первичных концентраций металлов любого генезиса. В настоящее время многие исследователи видят источник вещества для формирования не только железорудных, но и других скарновых месторождений в окружающих породах, в частности в ореолах "осветления" вокруг скарновых магнетитовых залежей, развитых в скарнорудных полях Урала и других регионов [7, 170]. Следует, однако, отметить, что вынос железа из фемических минералов и переотложение его в скарнах только под влиянием разницы давлений едва ли возможны, ибо возникавшие при этом разности химических потенциалов должны быть меньшими, чем необходимо для смены парагенезисов. Это возможно лишь при условии их разложения или обеднения железом под воздействием какого-либо иного фактора, например роста потенциала магния, вытесняющего железо из минералов, где эти элементы находятся в изоморфных отношениях. Однако такая возможность опровергается данными Л.В. Овчинниковой и Л.Н. Овчинникова [171], согласно которым в осветленных близскарновых породах Лебяжинского месторождения одновременно с уменьшением содержания железа понижается и количество магния.

Предложенная автором гипотеза отрицает роль аляскитовых гранитов как источника железа и исходит из необходимости доскарновых первичных концентраций железа, что сближает ее с осадочно-метаморфической концепцией. Новым является механизм переотложения руд в скарнах, не рассмотренный в работах Д.П. Сердюченко и его единомышленников. Гипотеза учитывает и объясняет аргументы, используемые как той, так и другой гипотезой, и признает наличие обоих типов руд в их генетической связи, что позволяет считать ее в известной мере промежуточной. Эта гипотеза формирования рудных месторождений на основе правила Рикке для железорудных месторождений Центрального Алдана объясняет локализацию железорудных месторождений обсуждаемого типа в определенных литолого-стратиграфических комплексах, в пределах которых развиты магнезиально-карбонатные породы и предполагается наличие первичных концентраций железных руд, при отсутствии таких месторождений как в участках интенсивного развития аналогичных оса-

дочных формаций и аляскитов, но без доломитовых мраморов, так и в участках интенсивного развития таких мраморов, аляскитов и аляскитов, но без первичных рудных концентраций, тем, что только в этих комплексах имеются первичный рудный материал и условия для его переотложения. При отсутствии последних возможно нахождение месторождений других типов, не связанных со скарнами.

Согласно этой гипотезе, все руды (по Л.И. Шабину) или лишь переотложенные руды (по Д.П. Сердюченко) локализованы в магнезиальных скарнах, развитых в связи с контактами доломитов и силикатных пород и в аподолломитовых околоскарновых кальцифирах. В то же время руды отсутствуют в связи с контактами кальцитовых мраморов, где интенсивного скарнообразования не было, что вызвано уменьшением объема только при интенсивном скарнообразовании в регрессивную стадию, проходившем в условиях жесткой среды.

Объясняются возрастная характеристика рудных залежей, сформировавшихся на заключительных этапах скарнообразования, после метаморфизма, ультраметаморфизма и консолидации толщ, но ранее последних гранитных инъекций; постепенные переходы от промышленных руд как к бедным и безрудным магнезиальным скарнам, так и к более древним породам, которые могли служить источником рудного вещества.

Для всех железорудных месторождений данного типа обсуждаемая гипотеза объясняет наличие фактов, свидетельствующих как о скарновом, так и об осадочно-вулканогенном генезисе руд. В отличие от упрощенных полигенетических представлений, полностью признающих обе точки зрения и объясняющих любой факт либо с той, либо с другой позиции, предлагаемая гипотеза объясняет также и причины совместного нахождения тех и других руд.

Для всех скарнорудных месторождений локализация руд в скарнах и около них объясняется тем, что на заключительных этапах скарнообразования происходило переотложение растворимых минералов из окружающих пород согласно градиенту давления на твердую фазу. Однако и при глубинном источнике рудного вещества участки пониженного давления наиболее благоприятны для разгрузки насыщенных рудоносных растворов.

Приведенные в начале статьи различия между нерудными и рудными скарнами, согласно данной гипотезе, обусловлены тем, что роль скарнов в рудонакоплении сводится к уменьшению объема при различных составах реагирующих карбонатных и силикатных пород и физико-химических условиях скарнообразования.

Для нескарновых рудных месторождений обсуждаемая гипотеза объясняет переотложение руд в трещинах, "столбах" и других полостях тектонического происхождения (в частности, на железорудных месторождениях, сложенных железистыми кварцитами) тем, что эти полости, как и скарны, являются участками пониженного давления, благоприятными для переотложения растворимых минералов

Тем не менее мы считаем мнение об определяющей роли правила Рикке при оруденении скарнов гипотезой, нуждающейся в сер-

езной проверке. Если эта гипотеза не будет опровергнута, необходимо прежде всего выявить критерии разделения железных руд на первичные и переотложенные и дать хотя бы примерную относительную количественную оценку последних в пределах отдельных месторождений. Согласно расчетам, объем, освобождающийся при формировании магнезиальных скарнов Алдана, который может быть выполнен рудой, составляет 25% объема исходных взаимодействующих пород, или 42% объема образовавшихся скарнов, или 30% суммарного объема скарнов и скарновых руд. Однако он может быть меньше за счет частичного проседания кровли и параллельного переотложения нерудных минералов, но может быть и несколько больше за счет некоторого выноса магния и кальция в окружающие силикатные породы, где шло формирование околотрещинных скарнов, сопровождающееся появлением новых трещин вследствие увеличения объема. Работы в этом направлении дадут материал для решения вопроса о генезисе железорудных месторождений.

*М. С. Кучукова, М. И. Исмаилов, Н. К. Джамалетдинов,  
З. М. Мурадов, А. А. Бабаджанов, Л. Н. Еникеева,  
В. Д. Отроценко, Л. М. Крикунова*

### **ФОРМАЦИИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ**

Средняя Азия является одной из редкометальных, в частности вольфрамовых, провинций СССР. В ней известно большое количество рудопроявлений и месторождений вольфрама, 90% из которых представлены шеелитовыми скарнами. Они преимущественно сосредоточены в Южном и в меньшей мере в Северном и Среднем Тянь-Шане.

К началу 70-х годов для этих районов Тянь-Шаня имелись многочисленные, но фрагментарные сведения о месторождениях цветных и редких металлов с некоторыми характерными особенностями, свойственными месторождениям формации магнезиальных скарнов. При рассмотрении генезиса таких месторождений рудоносные скарны, в том числе и вольфрамоносные, характеризовались как образовавшиеся по известнякам и относились к обычным известковым скарнам. В связи с этим необходимо указать на важное значение работ Л. И. Шабынина [251-254], в которых широко рассмотрены вопросы петрологии и оруденения формации магнезиальных скарнов, в том числе и Западного Узбекистана. Благодаря исследованиям Л. И. Шабынина, а также работам Т. Х. Арифджанова, М. П. Гузанова, Л. Н. Еникеевой, М. С. Кучуковой, З. М. Мударова, М. И. Исмаилова, В. Д. Отрошенко, Л. М. Крикуновой, Л. С. Сушинского, Р. В. Цоя, Г. Д. Шмулевич и других геологов установлена принадлежность значительной

части месторождений Западного Узбекистана к магнезиально-скарновой формации.

Согласно схеме металлогенического районирования, территория Западного Узбекистана входит в Южно-Тяньшанскую металлогеническую область, состоящую из ряда зон и подзон, каждая из которых характеризуется своими особенностями геологического строения и историей развития. В геологическом строении Западного Узбекистана устанавливается относительно слабое развитие допалеозойского, широкое – палеозойского и локальное – мезо-кайнозойского структурных этажей. Наиболее продуктивен в рудоносном отношении палеозойский структурный этаж, с которым связано формирование и размещение скарново-вольфрамовых месторождений региона и который сложен флишеидными и карбонатными отложениями, прорванными гипабиссальными гранитоидными интрузиями позднекарбонного – раннепермского возраста [241]. Все шеелитоносные скарны как известковой, так и магнезиальной формации связаны со второй и третьей фазами именно этих гранитоидов. Размещение вольфрамового оруднения контролируется магматическим, структурно-тектоническим, литологическим, физико-механическим и другими факторами.

В структурном отношении наиболее важное значение имеют контакт гранитоидных интрузивов с карбонатными породами кровли, слоистость и зернистость пород кровли, наличие межпластовых и межформационных разрывных нарушений, а также зон трещиноватости пород. Скарноворудные тела приурочены к пологим участкам контактовой поверхности с углами падения от 15–45 до 50–60°. Наиболее мощные скарноворудные тела Лянгара, Ингичке, Яхтона и др. приурочены к участкам контакта, углы падения которых составляют 25–45° [241, 242]. Отличительными особенностями магнезиально-скарновых месторождений и рудопроявлений являются более частое развитие скарноворудных тел в дизъюнктивных нарушениях и их большая удаленность от контакта интрузива в сторону вмещающих пород. Такие структуры представлены межпластовыми, межформационными нарушениями, возникшими по слоистости осадочных пород разного литологического состава (доломиты, известняки, сланцы, песчаники и вулканогенные образования). Именно в этих послыльных зонах нарушений локализуются межпластовые скарноворудные тела (Яхтон, Каратюбе, Лянгар и др.). В структурах, где сочетаются межпластовые разрывные нарушения и зоны трещиноватости с поверхностью контакта интрузива и продуктивной толщей, образуются такие комбинированные рудные тела, как столбы, штокерки и другие сложнопостроенные залежи (Яхтон, Тым и др.).

Шеелитовые месторождения и рудопроявления скарнов магнезиальной формации Западного Узбекистана развиваются за счет доломитов (Ингичке, Тым, Яхтон и др.), пропластков и линз доломитов в известняке (Лянгар), доломитистого известняка (некоторые участки Лянгара, Яхтона, Каратюбе), а также тонко переслаивающихся магнезиальных карбонатных пород, сланцев и известняков (Кар-

тубе, Нурата, Чакылкалян). Остановимся кратко на характеристике некоторых месторождений.

Формация магнезиальных скарнов, образованных за счет доломитов (месторождения Ингичке, Тым, Яхтон и др.). Месторождение Ингичке приурочено к южному и юго-восточному крыльям Зирабулакской антиклинальной структуры, которая сложена песчаниками, сланцами, доломитами, доломитистыми известняками и известняками силура, перекрывающимися сланцево-песчанистой толщей девона и карбона. Зирабулакская антиклинальная структура разорвана многочисленными дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного направления. Скарноворудные тела месторождения расположены на контакте Зирабулакского гранитоидного интрузивного массива (С-Р<sub>1</sub>) с известняками и доломитами. Наличие среди карбонатных пород известняков и доломитов обусловило распространение на площади месторождения метасоматических образований двух скарновых формаций – известковой и магнезиальной.

Метасоматические образования формации известковых скарнов развиты на контактах известняков с гранодиоритами, это контактовые, секущие, реже межпластовые тела. Контактные тела представляют собой в большинстве случаев пластообразные залежи. Скарны сложены мелкозернистым пироксеном (геденбергитом) с шеелитом I, в зоне экзоконтакта иногда с гранатом и волластонитом. Секущие тела, приуроченные к контактам даек гранитов, часто имеют зональное строение; внешние зоны сложены геденбергитом с шеелитом (иногда с волластонитом), внутренние – гранатом: количество граната повсеместно возрастает в верхних частях скарновых тел. Изменения скарнов выражены в альбитизации (с *Ше*-II), уралитизации (*Ро*, *Трем-Акт*) геденбергита, а также в перекристаллизации последнего до образования гигантокристаллических разностей с кварцем, кальцитом и шеелитом III (стадия кислотного выщелачивания).

Метасоматические образования формации магнезиальных скарнов слагают контактовые и секущие тела на контактах гранодиоритов с доломитистыми известняками и доломитами, а субогласные межпластовые залежи локализованы в участках переслаивания терригенных силикатных пород и доломитов, иногда на значительном удалении от интрузивов. Наиболее распространены контактовые залежи, в экзоконтакте которых развита зона кальцифиров, состоящая из доломита и кальцита в ассоциации с диопсидом, форстеритом, флогопитом, тремолитом и иногда хондродитом. Вслед за этой зоной развивалась маломощная оторочка серпентинизированного форстерита, далее зона диопсидовых (*Пи*-I) скарнов, иногда значительно тремолитизированных, сменяющихся по мере удаления в сторону эндоконтакта пироксенами диопсид-геденбергитового ряда вплоть до высокожелезистого геденбергита (*Пи*-II) в ассоциации с гранатом. Зоны, сложенные собственно магнезиально-скарновыми минералами магматического этапа (*Фо*, *Ди*), сохраняются лишь в экзоконтакте в виде маломощных реликтовых кайм и ксенолитов в массе замесив-

ших их геденбергит-гранатовых апомагнезиальных известковых скарнов с шеелитом I. Гранодиориты в эндоконтакте преобразованы в пироксен-плагноклазовую околоскарновую породу.

Магнезиально-скарновые образования интенсивно замещались минералами стадии кислотного выщелачивания - кварцем и альбитом в ассоциации с шеелитом III. Одновременно пироксены перекристаллизовывались в крупнокристаллические геденбергиты. Местами в экзоконтактной зоне развивались процессы флогопитизации, серпентинизации и стильномеланизации.

Вольфрамовое оруденение образует промышленные концентрации в скарнах обеих формаций, однако распределено в них по-разному. В контактовых залежах известковых скарнов шеелит концентрируется в висячем боку, в зоне экзоконтакта, в секущих телах он приурочен к зальбандам даек. В контактовых залежах магнезиальных скарнов шеелитовое оруденение в зоне экзоконтакта встречается в виде редкой вкрапленности. Максимальные его концентрации приурочены к центральным зонам залежей, сложенным апомагнезиальными известковыми скарнами, особенно в участках их замещения новообразованиями стадии кислотного выщелачивания, а также в околоскарновых кварц-полевошпатовых породах.

Месторождение Тым размещено в южном экзоконтакте Зирабулакского гранитоидного интрузива. Непосредственно на контакте указанного интрузива залегают сильно метаморфизованные песчанико-сланцевые отложения (биотитовые, амфибол-биотитовые роговики). На них с угловым несогласием залегают толща карбонатных пород пиязлинской свиты ( $S_2 Id$ ), представленная средне- и крупнозернистыми мраморами, мраморизованными известняками (около 50%), в различной степени дедоломитизированными доломитами (~40%), первичными доломитами (5-10%) и жильными гидротермальными доломитами (до 5-6%).

В контакте с доломитами и доломитистыми известняками локализованы линзовидные и гнездовые тела магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов мощностью от 0,5-1,5 до 10 м и протяженностью до 10-30 м. По морфологическим особенностям скарны могут быть подразделены на контактовые и секущие, близкие к межпластовым. Часто они имеют постепенные переходы и, сливаясь, образуют единые сложные тела. По данным Т.В. Воронич и Н.К. Джамалетдинова, зональность метасоматической колонки Тымского месторождения в общем, схематизированном виде можно представить следующим образом: *Дол-Ка-Фо* и *Ка-Трем-Фо-Ди* кальцифир → *Фо-Пи-Амф* (иногда со *Шп*) или *Амф-Пи* экзоскарн → *Пи* эндоскарн (часто с *Ро* и *Би-Фл* слюдой) → *Амф-Пи-Пл* околоскарновая порода → измененный гранодиорит (*Пл + Ро + Кшш + Би*). Кварц-амфибол-пироксеновые эндоскарны включают сульфидную минерализацию (халькопирит, пирротин и обильную вкрапленность шеелита). Амфибол-пироксен-плагноклазовые породы содержат вкрапленность молибденита и шеелита. В экзоконтактной зоне нередко присутствует флогопит, а по зальбандам форстеритовых зон - серпентин.

Богатыми на молибден-вольфрамовые руды типами скарнов являются апомагнезиально-известковые разности ( $Amf+ilu+IIIe$ ), образованные и раскристаллизованные в постмагматический этап минерализации за счет магнезиальных скарнов.

Месторождение Яхтон расположено в приводораздельной части гор Чапылкалян, в контактовой зоне Сарыдукентского (Яхтонского) интрузива и его апофиз с известняками и доломитами силура и девона, перекрывающими терригенно-вулканогенные ( $O_3$ ) и туфогенно-карбонатные ( $S_{1In-w}$ ) отложения.

Основная структура месторождения - опрокинутая на юг антиклиналь II порядка, осложненная многочисленными мелкими складками, взбросо-надвиговыми продольными и поперечными сдвигами и взбросами, межпластовыми и межформационными перемещениями. Магматические породы представлены тремя комплексами, но широкое распространение и значение в формировании месторождений имеют два позднейших комплекса ( $C_3 - P_1, P$ ). Ими сложен Сарыдукентский многофазный гранитоидный массив, который имеет вид небольшого штокообразного тела с апофизами. На северном фланге месторождения наблюдается изометричное "трубоподобное" тело брекчий (200×400 м), сложенное обломочным материалом всех литологических разновидностей вмещающих пород, гранитоидов и иногда ранних скарнов. При этом в составе брекчий преобладают доломиты. Цемент брекчий представлен магнезиальными и реже известковыми скарнами.

Скарноворудные тела тянутся прерывистой полосой вокруг Сарыдукентского штока, его апофиз и локализуются как на контакте почти всех интрузивных образований с перечисленными выше литологическими разностями карбонатных пород, так и на удалении от контакта, в самом массиве и во вмещающих породах - в секущих трещинах и межпластовых отслоениях. По морфологическим признакам выделяются линзы, гнезда, пласты, штокверки и неправильные трещинные тела. Месторождение Яхтон является примером приуроченности скарноворудных тел к карбонатной пачке, представленной переслаивающимися доломитами и известняками. Магнезиальные и известковые скарны локализуют вольфрамовую, сульфидную и акцессорную магнетит-борную минерализацию. Формирование скарнов и руд происходило как в магматический, так и в постмагматический этапы.

Магнезиальные скарны магматического этапа сложены форстеритом, фассаитом, диопсидом ( $f_m = 3 - 15\%$ ) и реже шпинелью. В строении контактовых скарновых зон отмечается четкая метасоматическая зональность: гранодиориты →  $Pl-II$  ( $Фас, Ду$ ) околоскарновая порода →  $Шп-II$  ( $Фас, Ду$ ) и иногда без  $Шп$  эндоскарн →  $Pl-Шп-Ка$  экзоскарн → кальцифир ( $Ка+Фo+Дол$ ) →  $Дол$  мрамор. В трещинных и штокверковых телах каждая жила обладает симметричной зональностью:  $Дол-Ка-Фo$  (иногда с  $Ду'$  и  $Дол$ ) кальцифир →  $Pl(Ду)-Фo$  скарн → в центре  $Pl$  скарн иногда с  $Фo$ .

В постмагматический этап происходило формирование известковых скарнов по известнякам, преобразование магнезиальных скар-

нов (развитие флогопита, хондродита, гумита и др.), известково-скарновое замещение, в стадию кислотного выщелачивания – перекристаллизация с образованием крупнокристаллических геденбергитовых скарнов в ассоциации с кварцем, кальцитом, *Ше-II* и *Ше-III*, замещение серпентином, хлоритом, амезитом и др. Серпентинизация и хлоритизация, отложение *Ше-II* и *Ше-III*, сульфидов, реже минералов висмута в апомагнезиальных известковых и собственно известковых скарнах завершают этап позднещелочного преобразования.

Формация магнезиальных скарнов, образованных за счет пропластков и линз доломитов в известняке (Лянгар). Исследованиями последних лет в Лянгарском рудном поле установлены магнезиальные скарны, приуроченные к пачке известняков с прослойками и линзами доломита [85]. При этом по морфологии выделяются, как и на других месторождениях Западного Узбекистана, приконтактовые, секущие и межпластовые тела. Отличительные особенности этих рудных тел еще не выявлены. На одном из участков Лянгарского рудного поля магнезиальные скарны расположены вдоль контакта гранодиоритов ( $C_3 - P_1$ ) с пачкой мраморов, содержащих прослойки и линзы доломитов (S). Мощность доломитовых пропластков – до 1,5–2 м.

В строении магнезиальных скарнов наблюдается четко выраженная зональность: а) зона среднезернистых доломитовых мраморов мощностью около 1 м; б) зона кальцифиров (*Ка, Дол, Пи-I, Фл, Фо, Шп, Бру, Та*, реже норбергит)<sup>1</sup>; в) зона магнезиальных скарнов магматического этапа мощностью 30 см (*Пи-I, Грос, Шп, Фл*); г) зона апомагнезиальных известковых скарнов мощностью 20–40 см, состоящих в основном из частично уралитизированного пироксена II (салита), граната (*Андр-Грос*), везувiana, флогопита, тремолита, реликтов шпинели; д) околоскарновая плагиоклаз-пирексеновая (*Пи-II*) порода с кварцем мощностью 30 см (пироксен частично уралитизирован и представлен ферросалитом и геденбергитом); е) зона скарнированного биотитового гранодиорита мощностью 20 см. Эти породы далее переходят в альбитизированные, серицитизированные и хлоритизированные биотитовые гранодиориты.

Таким образом, разновозрастным скарнам магнезиальной формации соответствуют пироксены различного состава. В отличие от известковых скарны магнезиальной формации содержат форстерит, шпинель, диопсид, флогопит, тремолит, брусит, тальк, норбергит и др.

Магнезиальные скарны, образованные за счет доломитистого известняка (Лянгар). *Трем-Ка* породы с примесью пироксена, скаполита, амфиболового асбеста и с обильными включениями черного углистого (графитового) материала широко распространены на северо-западном склоне горы Тахку. Они образовались в ореоле термального метаморфизма Актауского интрузива ( $C_3 - P_1$ ) за счет

<sup>1</sup> Брусит, тальк, норбергит и гумит – более поздние образования по отношению к минералам кальцифира.

метаморфизации пачки темно-серых битуминозных доломитистых известняков с линзами песчанико-сланцевых отложений структура.

Формации магнезачальных скарнов, образованных за счет частого переслаивания доломитовых сланцев и известняков (редкометалльные месторождения Каратюбе, Акбайджуман и др.). Месторождение Каратюбе расположено в северо-западной части гор Каратюбе. Его площадь сложена интенсивно метаморфизованными отложениями палеозоя. Осадочно-метаморфические породы палеозоя окаймляют узкой полосой Сарыкульский гранитоидный интрузив ( $S_3 - P_1$ ) и представлены сарыкульской ( $O_3 - S_1$ ), хазратдавутской ( $S_2 - D_1$ ) и бешбармакской ( $S_2 - D_1$ ) свитами. В юго-восточной части площади они прорваны и Каратюбинским гранитоидным интрузивом. Отложения сарыкульской свиты представлены песчаниками, сланцами, линзами и пропластками доломитов, доломитовых известняков, реже вулканогенными породами. Отложения хазратдавутской и бешбармакской свит сложены известняками с маломощными прослоями доломитов в низах разреза и согласно перекрывают породы сарыкульской свиты. В структурном отношении площадь рудного поля характеризуется серией субширотных чешуйчатых взбросо-надвигов, осложненных пликативными, а также разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направления.

В зависимости от состава вмещающих пород в рудном поле развиты образования магнезиально-скарновой (магнезиальные, преобразованные магнезиальные, апомагнезиальные известковые скарны) и известково-скарновой формаций [77]. Наряду со скарнами присутствуют и разновозрастные скарноиды магнезиального и известкового состава [129]. Это позволило отнести месторождение к скарново-скарноидному типу межпластовых залежей с вольфрамовым рудением. Скарноворудные тела расположены в экзоконтакте Каратюбинского и Сарыкульского интрузивов и образуют пласты, линзоподобные залежи, прожилки и жилы, часто имеющие штокверковое строение. Мощность залежей от 0,1 до 20-35 м. По морфологии скарны представлены трещинными и субсогласными межпластовыми образованиями.

Состав магнезиальных скарнов: пироксен (*Ди*), реже форстерит, в преобразованных разностях - клиногумит, гумит, флогопит, кальцит, тремолит, редко шпинель. Рудные минералы - шеедит, реже магнетит и молибденит.

Метасоматическая зональность в магнезиальных скарнах и скарноидах выражена нечетко, что, по-видимому, связано с частым переслаиванием карбонатных пород и сланцев, удаленностью скарноворудных зон от контакта с интрузивом, а также влиянием поздних процессов минералообразования. Однако в отдельных скарноворудных телах отмечается зональность, характерная для скарнов магнезиальной формации. Сравнивая метасоматические колонки магнезиальных скарнов различных месторождений, необходимо подчеркнуть, что для них характерно широкое развитие диопсида, весьма слабее - шпинель-

ли, незначительная мощность и неширокое распространение зон форстеритового скарна и кальцифиров.

Широко распространенные известковые скарны и скарноиды сложены гранатом, везувианом, реже пироксеном, волластонитом и амфиболом.

Выделяются два этапа минералообразования: магматический и постмагматический. В магматический этап возникли магнезиальные скарны с обычными парагенезисами:  $\Phi_0 + \text{Кал}$ ,  $\Phi_0 + \text{Ди} + \text{Шп}$ . В раннюю щелочную стадию постмагматического этапа происходило преобразование магнезиальных скарнов с характерным парагенезисом минералов ( $\Phi$  с магнезиальным  $\text{Пи-II}$  и клиногумитом) и формирование апомагнезиально-известковых и известковых скарнов с шеелитом ( $\text{Шe-I}$ ). В стадию кислотного выщелачивания происходила перекристаллизация магнезиальных скарнов с появлением крупнокристаллических разностей, замещение пироксена ( $\text{Пи-I}$ ) и форстерита тремолитом, позже по форстериту и клиногумиту развивались серпентин и хлорит. Известковые скарны в эту стадию также перекристаллизовывались, и возникали крупнокристаллические гранат ( $\text{Гр-II}$ ), везувиан ( $\text{Вез-II}$ ), волластонит ( $\text{Вол-II}$ ), геденбергит, поизит, кварц, карбонат, шеелит ( $\text{Шe-II}$ ,  $\text{Шe-III}$ ) и сульфиды.

Вольфрамовое оруднение образует промышленные концентрации в перекристаллизованных известковых и апомагнезиально-известковых скарнах и скарноидах, а также в преобразованных магнезиальных скарнах.

К подобному типу месторождений могут быть отнесены рудопроявления Акбайджуманского рудного поля (Тиллягуль и др.).

## ВЫВОДЫ

1. Из сравнительного изучения месторождений известково-скарновой и магнезиально-скарновой формаций видно, что хотя в них устанавливается много общих закономерностей, формирование месторождений магнезиально-скарновой формации было более длительным (так, в магматический этап образовывались собственно магнезиальные скарны, в постмагматический этап происходило их преобразование, известково-скарновое замещение, а также более поздние изменения, связанные со стадией кислотного выщелачивания и т.д.).

2. В известково-скарновой формации высокие концентрации шеелита связаны как с собственно скарновой стадией ( $\text{Шe-I}$ ), так и с разностями скарнов, измененными в стадию кислотного выщелачивания ( $\text{Шe-II}$ ,  $\text{Шe-III}$ ). Неизмененные магнезиальные и апомагнезиальные известковые скарны практически безрудны. Шеелитовая минерализация ( $\text{Шe-II}$ ,  $\text{Шe-III}$ ) локализована в разностях скарнов, интенсивно измененных и перекристаллизованных в стадию кислотного выщелачивания.

3. В процессе скарнообразования доломиты и известняки осадочно-метаморфической толщи палеозоя Западного Узбекистана подвергались селективному метасоматизму, что обусловлено их химическим составом.

1. Абдуллаев Х.М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1947.
2. Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
3. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
4. Авченко О.В. Об изменении состава граната при гранитизации эцлогитоподобных сланцев Охотского комплекса. - Докл. АН СССР, 1974, 217, № 6.
5. Андреев Б.А. Гравитационные аномалии и структурно-металлогенические зоны. - Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
6. Аргон газовой-жидких включений кварцев слюдоносных и керамических пегматитов. - Геохимия, 1973, № 12.
7. Баклаев Я.П. Характеристика осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
8. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975.
9. Баханова Е.В., Боголепов В.Г., Наресов В.А., Полювянский Э.Я. О критериях "ювенильности" реликтов гидротерм и природе соединений углерода во включениях. - В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1977.
10. Белевцев В.Н. Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите. - Геол. ж., 1972, 32, № 5.
11. Белковский А.И. Об эцлогитоподобных породах из Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, ч. 1.
12. Белов Н.В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. - В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т.1.
13. Белоусов В.В. О связи глубинных процессов с поверхностными. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971.
14. Беляев Г.М. К динамике процессов регионального метаморфизма. - В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып. 2.
15. Беляев Г.М. О соотношении метаморфических и метасоматических процессов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Изд-во ОНТИ ВСЕГЕИ, 1972.
16. Беляев Г.М. О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита). - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975.

17. Беляев Г.М. Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия). Л., 1977.
18. Беляев Г.М., Рудник В.А. О комплементарности и зональности продуктов метасоматизма. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
19. Беляев Г.М.; Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978.
20. Беневоленский И.П. Глубинное строение области Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 3.
21. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
22. Билибина Т.В., Шапошников Г.Н. Краткая сравнительная характеристика металлогении Алданского и восточной части Балтийского щитов. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.
23. Бобрневич А.Б., Соболев В.С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. – Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1957, ч. 86, № 1.
24. Боголепов В.Г. Некоторые особенности строения метасоматитов в скарновых месторождениях Центрального Казахстана. – Тр. КазИМС, 1961, № 5.
25. Боголепов В.Г. Процессы метасоматоза на медно-скарновом месторождении Саяк 1. Алма-Ата, 1962.
26. Боголепов В.Г. Два периода метасоматического минералообразования. – Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1965, № 2.
27. Боголепов В.Г. Некоторые вопросы теории образования скарнов на примере месторождений Северного Прибалхашья. – В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966.
28. Боголепов В.Г. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений Центрального Казахстана. – Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
29. Боголепов В.Г. Два типа зональности в гидротермальных метасоматических телах. – В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970.
30. Боголепов В.Г. О некоторых ошибках, встречающихся при петрохимических исследованиях метаморфических пород. – В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, ч.1.
31. Боголепов В.Г. Внешнее давление системы – ведущий фактор в различии поздней и послемагматической деятельности постороженных гранитоидных интрузий. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
32. Боголепов В.Г. Геологические аспекты кинетики метасоматических реакций. – В кн.: Минералогия и генетические особенности месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1975.
33. Боголепов В.Г. О связи металлогенической специализации гранитов с образованием промышленных месторождений металлов. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976.
34. Боголепов В.Г., Давиденко И.В. Об участии сквозьмагматических растворов и подземных вод при региональном метаморфизме и гидротермальном метасоматозе. – Докл. АН СССР, 1974, № 2.

35. Боголепов В.Г., Отто Д.Д. К вопросу об условиях образования граната в известковых скарнах. – В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966.
36. Боголепов В.Г., Найденов Б.М., Польшванский Э.Я. Изотопный состав аргона газовой-жидких включений в кварце месторождения Акчатау. – Вестн. АН КазССР, 1970, № 12.
37. Боголепов В.Г., Найденов Б.М., Польшванский Э.Я. Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца некоторых месторождений Казахстана и его генетическое значение. – В кн.: Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров: ВНИИСИМС, 1971, № 14.
38. Боголепов В.Г., Польшванский Э.Я., Лазыко Е.Е., Найденов Б.М. О происхождении серпентинизирующих растворов кемберлитов Сибири. – В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., 1974.
39. Боголепов В.Г., Польшванский Э.Я., Найденов Б.М., Болотов Б.М. Природа скарнообразующих растворов месторождений Каратас и Гульшад в Северо-Западном Прибалхашье. – В кн.: Труды V Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1978.
40. Боголепов В.Г., Гуляева Н.Я., Сафин Д.А. и др. К методике поисков скрытых рудных тел на редкометалльном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан). – В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
41. Боголюбова Г.Ф., Боголюбов А.Н. Закономерности размещения рудных тел в флогопитоносных телах Алдана по данным комплексной геолого-геофизической съемки и вопросы поисков слепых зон ослюдечения. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. VI.
42. Бондаренко Л.П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. – В кн.: Чарнокиты. М.: Наука, 1964.
43. Бондаренко Л.П. Гиперстен-кианитовая ассоциация в гранат-сапфириновых гранулитах и термодинамические условия ее возникновения. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
44. Василевский М.М. Пропилитизация и оруденение. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1968.
45. Великославинский Д.А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. – В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.; Л.: Наука, 1966.
46. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972.
47. Виноградов А.П., Задорожный И.К. Инертные газы в реголите из Моря Изобилия. – В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974.
48. Виноградов В.И., Лицарев М.А. Изотопный состав и некоторые особенности образования лазурита. – В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972.
49. Витовская И.В. Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчагыла и Кызыл-Эспе. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
50. Волжова Н.В., Брандт С.Б. Применение калий-аргоновых изохрон к определению абсолютного возраста пород Федоровской группы флогопитовых месторождений (Алдан). – В кн.: Ежегодник Сибирского института геохимии (1969 г.). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1970.

51. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1975.
52. Воробьев Е.И. О физико-химических условиях формирования лазурита Юго-Западного Прибайкалья. - В кн.: Ежегодник Сибирского Института геохимии (1975 г.). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976.
53. Галюк В.А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения. - Тр. МГРИ, 1967, № 31.
54. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района. - Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, № 8.
55. Геология, минералогия и генезис карбонатитов. (Вып. 35. Геология месторождений редких элементов). М.: Недра, 1972.
56. Гиммельфарб Г.Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского шита. М., 1971.
57. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.Н. Карбонатитовые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968.
58. Голдсмит Ю.Р. Некоторые аспекты геохимии карбонатов. - В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
59. Гольдбурт Т.Л., Ланда Э.А. Месторождение флогопита Одикича на севере Сибирской платформы. - Тр. НИИГА, 1963, 136.
60. Горшков Г.С. Флогопиты из месторождений Алданской плиты. - Докл. АН СССР, 1945.
61. Граменицкий Е.Н., Аранович Л.Я., Кононов О.В. Скарны Тырныауза, минеральные ассоциации и физико-химические условия образования. - Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 1.
62. Граменицкий Е.Н., Елисеева Н.А., Иванов А.Г. Зональность скарнов Тырныаузского рудного поля. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
63. Григорьев В.М. Кончился ли век железа? - Природа, 1975, № 4.
64. Гришкян Р.И., Копылов П.А. К постановке вопроса о новой тектонической модели Алданского шита. - В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1970, вып. 2.
65. Давыдченко А.Г. Химические условия образования лазурита, шпинели и флогопита в регрессивный этап ультраметаморфизма на Юго-Западном Памире. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев: Наукова думка, 1969.
66. Давыдченко А.Г. Некоторые особенности высокотемпературного метасоматического минералообразования в толщах доломитовых мраморов в регрессивный этап ультраметаморфизма (Юго-Западный Памир). - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1972, ч. 2.
67. Дистанова А.Н. О контактовых явлениях некоторых гранитных интрузий юго-западной части Центрального Казахстана. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 4.
68. Другов Г.М., Карпов И.К., Леонтьев Г.Н. Изменение химического состава пелитовых пород Мамского района при региональном метаморфизме. - В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1968.
69. Дук В.Л., Кицул В.И. Изучение докембрия Алданского шита методами структурной и метаморфической петрологии. - В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского шита. Иркутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975.

70. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность Алдана. Л.: Наука, 1975.
71. Лымкин А.В. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск: Наука, 1966.
72. Дядькина И.Я., Орлова М.П. Месторождения флогопита. Закономерности размещения и условия образования. Л.: Недра, 1976.
73. Дядькина И.Я., Орлова М.П. Типы месторождений флогопита. Л.: Недра, 1974.
74. Егоров Л.С. К вопросу о происхождении флогопит-оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах. - Геол. рудн. месторожд., 1964, № 4.
75. Егоров Л.С. К петрологии мелилитовых пород. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 4.
76. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Недра, 1969.
77. Еникеева Л.Н., Кучукова М.С., Мурадов З.М. Особенности строения и минералогический состав магнезиальных скарнов Каратюбинского рудного поля. - Узб. геол. ж., 1975, № 3.
78. Жариков В.А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. - Докл. АН СССР, 1960, 170, № 2.
79. Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
80. Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л.: Недра, 1974.
81. Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.
82. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. VI.
83. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное исследование влияния состава раствора на скарновую биметасоматическую зональность. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976.
84. Зленко Б.Ф. Некоторые вопросы генезиса кордиерит-антофиллитовых пород и проблема магнезиально-железистого метасоматоза. - В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Наука, 1964.
85. Исмаилов М.И. Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1975.
86. Каденский А.А. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе. - В кн.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.
87. Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. - Тр. Геол. музея АН СССР, 1961, № 6.
88. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. - Геохимия, 1965, № 5.
89. Калинин Д.В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969.
90. Калинин П.В. 1. Генезис флогопитовых месторождений. 2. Минералы Слюдянского района. 3. Главнейшие типы месторождений флогопита Слюдянского района. - В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района (Южное Прибайкалье). М.; Л., 1939.
91. Калинин П.В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье. - Тр. МГРИ, 1957, № 31.
92. Калинин П.В., Роненсон Б.М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских месторождений. - Сов. геология, 1957, сб. 58.

93. Калинин П.В., Галюк В.А., Лазденек Г.Ф. и др. Промышленные типы месторождений флогопита Восточной Сибири и задачи дальнейших исследований. – В кн.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1958.
94. Карпова Е.Д., Ивашенцев А.Г. Скарны. – В кн.: Околорудные измененные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
95. Карсаков Л.П. Пироп–бронзит–силлиманитовые кристаллические сланцы Восточного Становика и условия их метаморфизма. – Докл. АН СССР, 1973, 210, № 1.
96. Кастрькина В.М. Минералогия метаморфических пород сутамского комплекса архея Алданского щита. – В кн.: Современные методики петрологических исследований. Наука, 1976.
97. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971.
98. Кицул В.И. Последовательность реакций декarbonатизации и метаморфические ступени в карбонатных породах в свете новейших экспериментальных данных и термодинамических расчетов. – В кн.: Петрология гранулитовой фации. Наука, 1973.
99. Кицул В.И., Копылов П.А. Находка гранатсодержащих ультраосновных пород на Алданском щите и условия их образования. – Докл. АН СССР, 1973, 209, № 6.
100. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. О физико-химических условиях образования и разложения граната в основных метаморфических породах. – Докл. АН СССР, 1971, 196, № 4.
101. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. – В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. Наука, 1973.
102. Клековкин Н.Ф., Горшков Г.С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита (Томмотский район Якутской АССР). – Тр. Алдан. геол.-развед. экспед., 1944, вып. 1.
103. Конилов А.З., Шалек Е.А. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья. – В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. (Тез. докл.). Л.; Таллин, 1973.
104. Кононова В.А., Борисевич И.В., Ломейко Е.И. Слюды как минералы-индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
105. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
106. Коржинский Д.С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии. – Тр. СОПС АН СССР, 1933, № 2.
107. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. – Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 86.
108. Коржинский Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. – В кн.: Слюды СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1937.
109. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. – В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. I.
110. Коржинский Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. – Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1945, вып. 61, № 21.

111. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуриновые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. ИГН АН СССР, 1947, № 29.
112. Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторожд., 1948, вып. 68, № 10.
113. Коржинский Д.С. Современные представления об образовании слюдяных месторождений СССР. - В кн.: Труды Совещания по слюде. М., 1949, т. I.
114. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
115. Коржинский Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах. - В кн.: Проблемы генезиса руд. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Недра, 1964.
116. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
117. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
118. Кориковский С.П., Зуев В.А. Зональность в пироп-альмандиновых гранатах при возникновении кордиеритовых келифитовых оторочек. - Докл. АН СССР, 1970, 193, № 2.
119. Кочергин И.А. Сарбайское магнетитовое месторождение. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1971.
120. Краснова Н.И. Минералогия и вопросы генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. Л., 1972.
121. Крылова М.Д., Михайлов Д.А., Орловская К.В. Скандиеносность минералов магнизиально-кальциевых метасоматитов как показатель их генезиса. - Геохимия, 1973, № 11.
122. Куденко А.А., Девченко В.А., Боголепов В.Г. Околорудные изменения вмещающих пород Ирисуйского медно-магнетитового месторождения. - В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1966.
123. Кудрявцев В.А. Архей бассейна р.Сутам. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. Наука, 1966.
124. Кулиш Е.А. Реакционные минеральные преобразования в гранатовых основных сланцах Южной Якутии. - Докл. АН СССР, 1968, 181, № 1.
125. Кулиш Е.А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита. М., 1972.
126. Куллеруд Г., Йодер Х. Стабильные отношения пирита в системе Fe-S. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966, вып. 3.
127. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Недра, 1965.
128. Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джамалетдинов Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1971.
129. Кучукова М.С., Еникеева Л.Н., Мурадов З.М. Скарново-скарноидный тип вольфрамового оруденения Каратюбинского рудного поля. - Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 30.
130. Лавренко Е.И. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах Алданского комплекса. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. 86, № 1.

131. Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
132. Ланда Э.А. О генезисе флогопитовых месторождений в массивах шелочных ультраосновных пород. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, 121.
133. Лападю-Арг П. О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. - В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, т. 2.
134. Лебедев В.И. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксенно-гранатовых амфиболитов и амфиболитов. - Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минерал., 1951, 48, вып. 2.
135. Летников Ф.А., Нарсеев В.А. Роль термостатирования в локализации руд в метасоматитах. - В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
136. Лицарев М.А. Генетические типы промышленных флогопитовых месторождений Алдана и некоторые закономерности образования и локализации маложелезистого флогопита. - В кн.: Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста и талька Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1958.
137. Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
138. Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. VI.
139. Лицарев М.А. Лазурит, его генезис и сырьевая база. - В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
140. Лутц Б.Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
141. Лутц Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. Наука, 1966.
142. Макрыгина В.А., Петров Б.В., Глазунова А.Д. Поведение кобальта, никеля, хрома и ванадия в некоторых метаморфических породах Патомского нагорья. - Геохимия, 1969, № 8.
143. Маракушев А.А. Связанный с гранитизацией метасоматизм доломитовых мраморов и кристаллосланцев на Таежном железорудном месторождении в архее Алданской плиты. - Тр. Дальневосточн. фил. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 3.
144. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. - Тр. Дальневосточн. фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5.
145. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Наука, 1965.
146. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Наука, 1968.
147. Маракушев А.А. Петрохимические типы эклогитов и вопросы их генезиса. - Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 2.
148. Маракушев А.А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 1.
149. Маракушев А.А., Кудрявцев В.А. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение. - Докл. АН СССР, 1965, 164, № 1.

150. Маракушев А.А., Полин Ю.К. Об условиях образования белых флогопитов в доломитовых мраморах Алданского шита. - Геол. и геофиз., 1960, № 8.
151. Маракушев А.А., Полин Ю.К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. - Геол. и геофиз., 1962, № 1.
152. Мацокина-Воронич Т.М. Закономерности строения зон и этапы минерализации скарново-рудных месторождений Западного Узбекистана (на примере месторождений Чаштепа, Джилао и Тым). Ташкент, 1953.
153. Меренков Б.Я. Реликтивно-псевдоморфные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 17.
154. Мирошниченко Л.А., Гуляев А.П. Известковые скарны магматического этапа и связь их с оруденением. - В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, ч. 1.
155. Михайлов Д.А. Генезис диопсидовых пород в архее Алдана. - Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 11.
156. Михайлов Д.А. Геолого-структурные особенности метасоматических образований Эмельджакского флогопитового месторождения. - Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
157. Михайлов Д.А. О некоторых особенностях формирования структур метасоматитов в архее Алдана. - Геол. и геофиз., 1968, № 7.
158. Михайлов Д.А. О генезисе флогопитовых месторождений докембрия Алдана. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1972, ч. II.
159. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973.
160. Михайлов Д.А. Рудоносные магнезиально-кальциевые метасоматиты докембрия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
161. Михайлов Д.А. Метаморфогенно-метасоматическое рудообразование в докембрии. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
162. Моисеенко Ф.С. Некоторые черты глубинного строения Центрального Казахстана и размещение месторождений. - Докл. АН СССР, 1959, 127, № 5.
163. Моисеенко Ф.С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1971.
164. Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П. Глубинное строение земной коры и размещение рудных месторождений в Алтае-Саянской области. - Вестн. ЛГУ. Геол., геогр., 1974, № 6, вып. 1.
165. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
166. Мурзаев С.П. К вопросу о генезисе флогопитоносных метасоматических жил Алдана. - Научн. сообщ. Якутск. фил. СО АН СССР, 1962, вып. 7.
167. Мурзаев С.П. Метасоматическая зональность флогопитовых месторождений Алдана. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. Наука, 1966.
168. Мурзаев С.П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974.
169. Нарсеев В.А. Спонтанная полимеризация и ее роль в вулканическом процессе. - В кн.: Вулканизм и глубинное строение земли. Наука, 1966.
170. Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Наука, 1976.

171. Овчинникова Л.В., Овчинников Л.Н. Нескарновые метасоматиты и их роль в формировании скарноворудных месторождений Урала. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1974.
172. Орлова М.П. О генетических типах и поисковых критериях высококачественного флогопита, связанного с комплексами щелочно-ультраосновных пород. - *Тр. ВСЕГЕИ*. Нов. сер., 1973, 196.
173. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. Наука, 1974.
174. Павловский Е.В. Новые данные по геологии и флогопитоносности Южного Якутии. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1944, № 3.
175. Паталаха Е.И., Беневоленский И.П. Общие черты строения и направленность эволюции земной коры Казахстана. - *Изв. АН КазССР*, 1975, № 5.
176. Перваго В.А. Алданская железорудная провинция. Недра, 1966.
177. Перчук Л.Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967, № 3.
178. Перчук Л.Л. Парагенезис ромбического пироксена с гранатом в метаморфических породах. - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1969, вып. I.
179. Петрова З.И., Пожарицкая Л.К. Геохимия процессов формирования флогопитовых месторождений в глубокометаморфизованных породах Алдана. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1974.
180. Петрова З.И., Макрыгина В.А., Петров Б.В. Ультраметаморфизм - региональный высокотемпературный метасоматоз докембрийских пород. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., 1972.
181. Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975.
182. Поведение изотопов аргона и минералообразующих растворов пегматитов. - *Геохимия*, 1972, № 6.
183. Полин Ю.К. Чарнокитовый комплекс Сутамского железорудного района (Алданский шт.). - В кн.: *Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность*. Наука, 1966.
184. Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. Недра, 1966.
185. Пухарев А.И. О геологии и особенностях локализации оруденения южно-якутских железорудных месторождений. - *Геол. рудн. месторожд.*, 1959, № 1.
186. Пучков Е.В., Гуляев А.П., Соколов В.А. Структурные и генетические особенности Сокуркойского медно-порфирирового месторождения. - В кн.: *Геология, геохимия и минералогия медно-порфирировых месторождений Казахстана*. Алма-Ата, 1969.
187. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. - *Тр. НИИГА*, 1959, 87.
188. Расс И.Т. Парагенезисы постагматических метасоматитов щелочно-ультраосновных пород. - *Докл. АН СССР*, 1971, 198, № 5.
189. Расс И.Т. О кислотно-основных условиях образования магнезиальных метасоматитов флогопитового комплекса Ковдорского массива. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1974.
190. Расс И.Т. Зональность кристаллов и генезис мелилитов из щелочно-ультраосновных пород. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1976, № 5.

191. Расс И.Т., Боронихин В.А., Кравченко С.М. Тенденции изменения концентраций Mg, Fe, Ti, Ca и Na в различных зонах кристаллов моноклинного пироксена и флогопита пород карбонатитовых комплексов как критерий их генезиса. - Докл. АН СССР, 1974, 219, № 2.
192. Ройзенман Ф.М. Геологические условия образования флогопитовых месторождений Алдана. М.; 1970.
193. Роненсон Б.М. Особенности геологической структуры Слюдянского месторождения и условия локализации флогопитоносных тел. - Тр. МГРИ, 1957, № 31.
194. Роненсон Б.М., Ройзенман Ф.М. Типы тектонических структур флогопитовых месторождений Алдана. - Изв. вузов. Сер. геол., 1970, № 1.
195. Рудник В.А. К развитию представлений о скарнообразовании. - В кн.: Минералогический сборник. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1961, № 2.
196. Рудник В.А. Взаимосвязь процессов гранитизации и базификации и их роль в формировании земной коры континентального типа. - В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Л., 1966, вып. I.
197. Рудник В.А. Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. - В кн.: Геохронология СССР. Докембрий. Л.: Недра, 1973.
198. Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975.
199. Рудник В.А., Соболев Э.В. О возрасте полиметаморфических комплексов ингрской серии Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.
200. Рудник В.А., Беляев Г.М., Терентьев В.М. - Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. - В кн.: Проблемы метасоматизма. Наука, 1970.
201. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. - В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
202. Салье М.Е., Дук В.Л., Байкова В.С. Условия промышленного флогопитообразования в докембрии Алдана. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1972, ч. 2.
203. Салье М.Е., Дук В.Л., Бугрова В.Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. - В кн.: Ультраморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.; Л.: Наука, 1966.
204. Сердюченко Д.П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8.
205. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
206. Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975.
207. Смирнов В.И. Металлогенетический анализ источников рудообразующих веществ. - В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1968.
208. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
209. Смирнов С.С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. - Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 83.
210. Смирнов Ф.Л. Новая формация апатитоносных мантийно-коровых карбонатитов. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1977.
211. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1949.

212. Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
213. Соботович Э.В., Шац М.М., Ловцюс А.В. и др. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского щита и их радиологическая интерпретация. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Наука, 1973.
214. Соколов В.А. О термине "вторичный кварцит". - В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1966.
215. Соколов В.А., Чевердин В.А. Некоторые основные особенности строения рудного поля Медного Коунрада. - В кн.: Материалы к сессии, посвященной 150-летию юбилею Всесоюзного минералогического общества. Алма-Ата, 1969.
216. Соколов С.В. Геотермическое изучение карбонатитовых комплексов. - Геохимия, 1973, № 10.
217. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
218. Степанов В.А. Основные критерии прогноза магнетитового оруденения на глубину в Соколовско-Сарбайском рудном районе. Л., 1975.
219. Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы "основного фронта". - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
220. Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз. - Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1958, № 8.
221. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.
222. Судовиков Н.Г., Климов Л.В., Михайлов Д.А. О закономерностях распределения флогопитовых месторождений в архее Алдана. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. VI.
223. Сыромятников Н.Ф. Некоторые теоретические вопросы возникновения гидротермальных растворов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
224. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969.
225. Травин Л.В. Некоторые черты карбонатакопления и геохимические особенности архейских карбонатных пород центральной части Алданского щита. - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. (Тез. докл.). Л.; Таллин, 1973.
226. Удовкина Н.Г. К вопросу об эколгитизации ультраосновных пород в южной части хребта Марун-Кеу. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 32.
227. Удовкина Н.Г. Эколгиты Полярного Урала. На примере южной части хр. Мурун-Кеу. Наука, 1971.
228. Урбах В.Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд-во АН СССР, 1963.
229. Усенко И.С., Шербаков И.Б. Об эколгитоподобных породах Побужья. - В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев: Наукова думка, 1966.
230. Ушаков В.Н. О роли дедоломитизации в формировании скарнов шеелитового месторождения Ингичка (Западный Узбекистан). - Узб. геол. ж., 1972, № 3.
231. Федорова О.В., Полетаев А.И., Гильмутдинов Г.Х. О последовательности формирования руд Коунрадского меднопорфирового месторождения. - В кн.: Материалы к сессии, посвященной 150-летию юбилею Всесоюзного минералогического общества. Алма-Ата, 1969.

232. Ферсман А.Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
233. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VII. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
234. Фирсов Л.В. Абсолютный возраст флогопитов из месторождений Алдана. - В кн.: Доклады советских геологов. Проблема № 3. М.: Наука, 1964.
235. Фоменков Б.П. Геолого-структурные особенности месторождений флогопита Куранахской группы Южной Якутии и принципы поисков флогопитовых тел. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1958, № 9.
236. Фоменков Б.П. Геолого-структурные типы месторождений флогопита и их перспективная оценка. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 8.
237. Фролов А.А. Формация ультраосновных щелочных пород и карбонатов - перспективный источник комплексного минерального сырья. - Минер. сырье, 1968, вып. 15.
238. Фролова Н.В. Геологическое строение и флогопитоносность района среднего течения р. Куранах (Алданский район Якутской АССР). - Тр. Алдан. геол.-развед. экспед., 1944, вып. 1.
239. Фролова Н.В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. - В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Сибири (1956 г.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958.
240. Фролова Н.В., Клековкин Н.Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки Алданских месторождений флогопита. - Тр. Алдан. геол.-развед. экспед., 1945, вып. 2.
241. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: ФАН, 1958.
242. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: ФАН, 1969.
243. Хейманн Д., Йаниз А., Лакатос С. Инертные газы в двенадцати частичках и одном образце "пыли" из пробы "Луна-16". - В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974.
244. Чекирда А.И., Этин А.Р. Новые данные о сапфириновых ассоциациях Алданского шита. - Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
245. Черкасов Р.Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского шита. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967.
246. Черкасов Р.Ф. Закономерности и прогноз флогопитоносности Алдана. - В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972.
247. Черкасов Р.Ф. Архейские толщи Алдана - возможный источник рудного вещества месторождений мезозойской активизации. - В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973.
248. Черкасов Р.Ф. Проблема магматической зональности архея Южной Якутии. - В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, Изд-во ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974.
249. Шабынин Л.И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1.
250. Шабынин Л.И. Магнезиальные скарны и связанное с ними оруденение. - В кн.: Генетические проблемы руд. М., 1960.
251. Шабынин Л.И. Некоторые петролого-тектонические закономерности локализации и размещения скарновых железорудных месторождений в

- архее Алданского щита. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч. 1.
252. Шабынин Л.И. О контактово-метасоматических месторождениях в магнезиальных скарнах. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
253. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
254. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974.
255. Шабынин Л.И., Заревич И.П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 6.
256. Шабынин Л.И., Лицарев М.А., Перцев Н.Н., Шмакин Б.М. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
257. Шаповалов Ю.Б., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование средне-низкотемпературных метасоматитов кислотного выщелачивания гранитоидных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. (Тез. докл. на IV Всесоюз. конференции по метасоматизму). Л.: Изд-во РИС ВСЕГЕИ, 1976.
258. Шахов Г.П. Магнетитовые руды Чарской глыбы, их генезис и структурная позиция. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1967, вып. 2, ч. 4.
259. Шахов Г.П. Метасоматические образования и их роль в геологическом строении архейских толщ Чарско-Становой зоны. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1969, вып. 6, ч. 1.
260. Шахов Г.П. К вопросу о методологии изучения архейских толщ Олекмо-Витимской горной страны и Станового хребта. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. Недра, 1971.
261. Шахов Ф.Н. К теории контактовых месторождений. — Тр. Горно-геол. ин-та, Новосибирск, 1947.
262. Шашкина В.П. Эклогитоподобные и другие породы интрузии реки Сокол (Сусунайский хребет, Южный Сахалин). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1959.
263. Швецов Е.С., Механошин А.П. Закономерности размещения флогопитовых месторождений в Алданской флогопитоносной провинции. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. IV.
264. Шейнманн Ю.М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
265. Шкодзинский В.С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975.
266. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976.
267. Шмакин Б.М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1958, № 10.
268. Шмакин Б.М. Флогопитоносность диопсидовых пород Куранахских месторождений (Южная Якутия). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959.
269. Шмакин Б.М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений (Алданский р-н). — Тр. МГРИ, 1961, № 37.
270. Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970.

271. Щербина В.В. О влиянии давления на изоморфные замещения. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967.
272. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л.: Наука, 1972.
273. Энтин А.Р. Основные закономерности размещения флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. Наука, 1966.
274. Энтин А.Р., Киселев Г.Н. О возможности генетической связи контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Алданского шита с габбро-плагиогранитной формацией. — Зап. Забайкальск. фил. географ. о-ва СССР, 1969, вып. 36.
275. Энтин А.Р., Угрюмов А.Н., Киселев Г.Н. Палеотектонические реконструкции в архее центральной части Алданского шита. — Докл. АН СССР, 1970, 192, № 4.
276. Эпштейн Е.М. Флогопитоносные автореакционные скарны — новая формация месторождений флогопита. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. VI.
277. Эпштейн Е.М., Анিকেева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — Тр. НИИГА, 1961, 122.
278. Bailey D.K. Temperature and vapor composition in carbonatite and kimberlite. — Carnegie Inst. Wash. Year book, 63, 1964.
279. Blackburn W.H., Dennen W.H. Flattened garnets in strongly foliated gneisses from the Grenville Series of the Ganonoque area, Ontario. — Amer. Mineral., 1968, 53, N 7-8.
280. Blaise J., Cesbron F. Donnes mineralogiques et petrographiques sur le gisement de lapis-lasuli de Sar-e-Sang, Hindon-Konch, Afganistan. — Bull. Soc. Franc. Mineral. et Cristallogr., 1966, 89, N 3.
281. Brey G. CO<sub>2</sub> solubility and solubility mechanisms in silicate melts at high pressures — Contrib. Mineral. Petrol., 1976, 57, N 3.
282. Chappell B.W., White A.J.R. Further data on an eclogite from the Sirtampundi Complex, India. — Miner. Mag., 1970, 37, N 289.
283. Chinner C.A., Sweatman T.R. A former association of enstatite and kyanite. — Miner. Mag., 1968, 36, N 284.
284. Dallwitz W.B. Co-existing sapphirine and quartz in granulite from Enderby Land, Antarctica. — Nature, 1968, 219, N 5153.
285. Das Gupta S.P. Petrology of the anthophyllite-cumingtonite-bearing rocks of the Khetri copper belt, Junjhunu, Rajasthan. — Res. Pap. Petrol., 1964.
286. Dodd R.T., Jr. Garnet-pyroxene gneisses at Bear Mountain, New York. — Amer. Miner., 1963, 48, N 7-8.
287. Eade K.E., Fahrig W.F. Regional, lithological and temporal variation in the abundance of some trace elements in the Canadian Shield. — Geol. Sur. Canada, 1973, 45.
288. Goldsmith J.R., Newton R.L. P-T-X relations in system CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1969, Shairer Volume, 267-A.
289. Green D.H., Hibberson W. The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. — Lithos, 1970, 3, N 3.
290. Hameurt J. Les peridotites des Vosges moyennes. — Bull. Serv. carte géol. Alsace Lorraine, 1968, 21, N 3.
291. Ho garth D.D. Lapis-lasuli Lane Harbour, Southern Baffin Island, Canada. — Canadian J. Earth Sci., 1971, 8, N 10.

292. Kano H. Studies in the Mg-Fe metasomatism in Japan. Part 1. Petrology of the metasomatic cordierites rocks from the northern Tanzawa mountainland, central Japan. — J. Mining Coll. Akita Univ., 1961, A1, N 1.
293. Kano H. Studies in the Mg-Fe metasomatism in Japan. Part 2. Petrology and paragenesis of cordierite-anthophyllite rock and associated ore minerals from the Ganahara Mine, Okayama Prefecture, western Japan. — J. Mining Coll. Akita Univ., 1963, A3, N 3.
294. Knorring O., Von, Kennedy W.Q. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast). — Miner. Mag., 1958, 31, N 241.
295. Kornprobst J. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxenolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. — Contrib. Miner. Petrol., 1969, 23, N 4.
296. Maggregor I.D. The effect of CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on the stability of spinel garnet peridotites. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 3.
297. Medaris L., Gordon, Jr. High-temperature metamorphic rocks associated with an ultramafic complex, Siskiyou County, California. — Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1966, N 87.
298. Morese S.A., Talley J.H. Sapphirine reactions in deepseated granulites near Wilson Lake, Central Labrador, Canada. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 10, N 3.
299. Morgan B.A. Mineralogy and origin of skarns in the Mount Morrison pendant, Sierra Nevada, California. — Amer. J. Sci., 1975, 275.
300. Murthy M.V.N. Coronite from India and their bearing on the origin of coronas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 68, N 1.
301. Rost F., Grigel W. Zur Geochemie und Genesé granatführender Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. — Chem. Erde, 1968, 28, N1-2.
302. Wilson A.F., Middleton D.D. Some petrological features of a spinel-bearing metagabbro in the pyroxene granulites of the Fraser Range, Western Australia. — J. Roy. Soc. West. Austral., 1968, 51, N 3.
303. Wyllie P.I., Hyang W.L. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geophysical and petrological applications. — Contrib. Miner. Petrol., 1976, 54, N 2.

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Часть первая</i>	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗО-КАЛЬЦИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ МЕСТО В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ . . . . .	5
В.А. Рудник, В.В. Жданов, И.Я. Дядькина, Г.М. Беляев. Проблемы рудообразования в связи с магнезиально-железо-кальциевым метасоматизмом . . . . .	-
Г.М. Беляев, В.А. Рудник. О типах магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма в связи с гранитообразованием (на примере Алданского щита) . . . . .	13
В.В. Жданов. Зоны региональной базификации и их рудоносность . . . . .	29
В.Г. Боголепов. Некоторые проблемы в теории скарнообразования . . . . .	41
С.П. Мурзаев, Б.В. Олейников. Проблема докембрийских магнезиальных скарнов . . . . .	52
Д.А. Михайлов. Закономерности геологического положения рудоносных магнезиальных скарнов в докембрии . . . . .	56
В.И. Кицул, С.П. Мурзаев, В.С. Шкодзинский. Скарнообразование в эволюции метаморфических комплексов . . . . .	66
Е.Н. Граменицкий. Роль кислотности в формировании зональности скарнов . . . . .	71
<i>Часть вторая</i>	
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С МАГНЕЗИАЛЬНО-КАЛЬЦИЕВЫМ МЕТАСОМАТИЗМОМ . . . . .	79
М.А. Лицарев. К проблеме генезиса флогопитовых месторождений докембрия . . . . .	-
И.Я. Дядькина. Закономерности размещения и критерии прогнозирования месторождений флогопита различных типов . . . . .	92
Ф.М. Ройзенман, Б.М. Роненсон, В.М. Ройзенман, В.А. Утенков, С.П. Фортунатов. Условия формирования и закономерности размещения флогопитоносных метасоматитов Алдана . . . . .	108
З.И. Петрова. Последовательность формирования флогопитовых месторождений Алданского щита в свете геохимических данных . . . . .	118
В.И. Сняжков. Результаты сравнительного изучения флогопитов магнезиально-скарновых месторождений Алдана и Горной Шории . . . . .	127
И.Т. Расс. Условия образования маложелезистого флогопита в щелочно-ультраосновных массивах . . . . .	130
Р.Ф. Черкасов. Закономерности размещения карбонатных и диопсидовых пород в архее Алдана . . . . .	137
Е.И. Воробьев, В.Н. Матонин. Новые данные по геологии и генезису лазуритовых месторождений Прибайкалья . . . . .	149
<i>Часть третья</i>	
РУДОБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗО-КАЛЬЦИЕВЫМ МЕТАСОМАТИЗМОМ . . . . .	158
С.П. Мурзаев. Особенности нерудных и рудоносных скарнов и причины скарнового оруденения . . . . .	-
М.С. Кучукова, М.И. Исмаилов, Н.К. Джамалетдинов, З.М. Мурадов, А.А. Бабаджанов, Л.Н. Еникеева, В.Д. Отрошенко, Л.М. Крикунова. Формации магнезиальных скарнов Западного Узбекистана и их рудоносность . . . . .	166
Литература . . . . .	174

УДК (551.7:552.4):553.22

Проблемы рудообразования в связи с магнезиально-железо-кальциевым метасоматизмом. Рудник В.А., Жданов В.В., Дядькина И.Я., Беляев Г.М. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены формы и условия проявления магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма в связи с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфогенного гранитообразования, интрузивной деятельности. Показана важная рудогенерирующая и рудолокализирующая роль продуктов Mg-Fe-Ca метасоматизма, а также унаследованность металлогенической специализации Mg-Fe-Ca метасоматитов от преобразованного субстрата. Особое внимание уделено рассмотрению условий формирования промышленных скоплений флюопита, апатита и магнетита. Сделан вывод о высокой перспективности на эти полезные ископаемые зон сопряженного длительного и многократного проявления процессов Mg-Fe-Ca и Si-K-Na метасоматизма.

УДК 553.22(571.5)

О типах магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма в связи с гранитообразованием (на примере Алданского щита). Беляев Г.М., Рудник В.А. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

В докембрии Алданского щита в генетической и парагенетической связи с процессами гранитообразования имело место неоднократное развитие продуктов магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма как собственно Mg-Fe-Ca, так и Si-K-Na петрохимических профилей. В ходе многократно проявившихся процессов гранитообразования и сопряженного с ним Mg-Fe-Ca и Si-K-Na метасоматизма в пределах единых тектонических структур каждый последующий процесс не уничтожал, а усиливал результаты предыдущего, приводя к еще большей рудно-геохимической дифференциации продуктов метасоматического петрогенеза и рудообразования. Табл. 1. Илл. 4.

УДК 552.321.1:553.2

Зоны региональной базификации и их рудоносность. Жданов В.В. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Процесс базификации сопряжен с гранитизацией, и вместе они составляют единую закономерную систему метаморфо-метасоматической дифференциации вещества земной коры. Базификация сопровождается накоплением большинства рудогенных элементов, поэтому зоны базификации перспективны в промышленном отношении. С формированием полизональных метасоматических структур базификатов связаны месторождения титана и железа, а во внутренней (тыловой) части зоны базификации на сочленении ее с зоной кислотного выщелачивания возможно образование руд вольфрама, меди, никеля и других металлов. Табл. 2. Илл. 4.

Некоторые проблемы в теории скарнообразования. Боголепов В.Г. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Изучение скарнов Казахстана показало, что они возникали в связи с аллохтонными гранитоидами на протяжении раннего, среднего и конечного этапов развития подвижных областей. Алданские флогопитовые месторождения нельзя относить к скарнам, так как они являются продуктами перекристаллизации и переотложения древних скарноидов на фронте гранитизации. По источнику рудного вещества среди скарнов различаются месторождения нижнего, среднего и верхнего ярусов. Вода гидротерм является производной базальтового и гранитного слоев, а частично имеет метеорное происхождение. Сформулированы новые представления о динамике процесса скарнообразования и доказывається неравновесный характер метасоматических реакций.

УДК 553.22+553.31+553.677.3

Проблема докембрийских магнезиальных скарнов. Мурзаев С.П., Олейников Б.В. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

По материалам изучения флогопитовых месторождений Алдана и Южного Прибайкалья, а также железорудных месторождений Алдана описана эволюция взглядов на генезис магнезиальных скарнов, освещено современное состояние проблемы и поставлены задачи дальнейших исследований.

УДК 553.3.064.32:551.71/72

Закономерности геологического положения рудоносных магнезиальных скарнов в докембрии. Михайлов Д.А. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены вопросы геологии магнезиальных скарнов, слагающих месторождения флогопита, магнетита, апатита, бора в кристаллических комплексах докембрия. Установлена пространственная связь рудоносных магнезиальных скарнов с пачками доломитовых мраморов, залегающих в древних гранулитовых толщах, и с зонами повторной складчатости и метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, проявившимися в каждом из регионов в различные эпохи диастрофизма. Формирование месторождений полезных ископаемых в магнезиальных скарнах контролировалось масштабами метасоматического процесса, приводившего к образованию в телах скарнов мономинеральных масс, и составом алломосиликатных пород, в которых протекал метасоматический процесс. Табл. 1. Илл. 3.

УДК (552.54:553.22):552.16

Скарнообразование в эволюции метаморфических комплексов. Кицул В.И., Мурзаев С.П., Шкодзинский В.С. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Результаты изучения положения, строения и состава флогопитоносных скарнов Алданского щита свидетельствуют о формировании их на регрессивной стадии метаморфизма под влиянием летучих, выделявших-

ся при кристаллизации анатектических расплавов. В кульминационный момент метаморфизма процессы скарнообразования почти не происходили ввиду полного растворения флюидной фазы в анатектическом расплаве. Илл. 1.

УДК 552.54:553.22

Роль кислотности в формировании зональности скарнов. Граменицкий Е.Н. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

На основе количественных оценок температуры, химического потенциала кислорода и связанной с ними кислотности предложена классификация скарнов пониженной и нормальной щелочнометальности. Рассмотрение минеральных реакций и химизма биметасоматического скарнообразования позволяет сделать вывод, что взаимодействие двух реагирующих пород регулируется различиями кислотности воздействующего состава и поровых растворов, равновесных с вмещающими породами. На этой основе предложены критерии различия ранней щелочной и кислотной стадий скарновых месторождений. Выделены две схемы кислотного выщелачивания — с отложением избыточного вполне подвижного компонента и с полным выщелачиванием и образованием пустот. Предложено новое представление о продуктивной стадии флогопитовых месторождений как стадии кислотного выщелачивания. Илл. 3.

УДК 553.22+553.677.3

К проблеме генезиса флогопитовых месторождений докембрия. Лицарев М.А. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Результаты изучения Алданских, Слюдянских и Памирских месторождений флогопита свидетельствуют о контактово-реакционном генезисе флогопитоносных скарнов. Геологическое положение скарнов, соотношение их с ультраметаморфическими и магматическими породами и другие признаки указывают на формирование их в стадию гранитизации (магматический этап) и в послемагматическую стадию. Рассмотрены типы зональности магнезиальных скарнов и причины их разнообразия. Флогопитообразование в процессе формирования скарнов соответствует ранней щелочной стадии и переходному этапу от ранней щелочной стадии к кислотной. Табл. 1. Илл. 1.

УДК 553.677.041(47+57)

Закономерности размещения и критерии прогнозирования месторождений флогопита различных типов. Дядькина И.Я. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены закономерности размещения и критерии прогнозирования месторождений флогопита в комплексах докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород, а также в комплексах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Показаны сходство и различия условий формирования месторождений этих двух типов. Табл. 3. Илл. 6.

Условия формирования и закономерности размещения флогопитоносных метасоматитов Алдана. Ройзенман Ф.М., Роненсон Б.М., Ройзенман В.М., Утенков В.А., Фортунатов С.П. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

По геологическим, петрографическим и термобарогеохимическим данным среди диопсидовых пород выделены метаморфические кристаллические сланцы, магнезиальные скарны магматического (мигматитового) и постмагматического этапов, а также породы, образовавшиеся в результате собирательной перекристаллизации флогопитоносных метасоматитов и имеющие главное промышленное значение. Размещение флогопитоносных метасоматитов в пластах диопсидовых кристаллосланцев контролируется оптимальными структурными ловушками. Предложена методика поисков промышленных месторождений флогопита, включающая крупномасштабное геологическое картирование с выделением оптимальных тектонических структур и поиски в их пределах флогопитоносных столбов по низкотемпературным "ореолам пропаривания". Табл. 2. Илл. 3.

УДК 550.4:549.62.5

Последовательность формирования флогопитовых месторождений Алданского щита в свете геохимических данных. Петрова З.И. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

На конкретных разрезах изучены закономерности химических изменений в процессе ультраметаморфизма кристаллических сланцев основного и ультраосновного состава и карбонатных пород гранулитовой фации метаморфизма, слагающих федоровскую свиту. Показано, что эти преобразования приводили к формированию высокомагнезиальных и глиноземистых пород, являющихся благоприятной средой для формирования флогопитовых месторождений в процессе постмагматического метасоматизма. Табл. 2. Илл. 4.

УДК 553.311+553.677

Результаты сравнительного изучения флогопитов магнезиально-скарновых месторождений Алдана и Горной Шории. Синяков В.И. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Установлено, что флогопиты магнетитовых месторождений Горной Шории и флогопитовых месторождений Алданской провинции близки по содержанию кремния, алюминия, магния, калия и общей железистости, но различаются по содержанию титана, марганца, натрия и по степени окисления железа. На диаграмме  $Ng-f_m$  каждая группа флогопитов характеризуется своим вектором. Сделан вывод, что флогопитовые месторождения Алданской провинции формировались при более высоком окислительном потенциале и более высокой щелочности растворов, чем флогопиты магнетитовых месторождений Горной Шории. Табл. 2. Илл. 1.

Условия образования маложелезистого флогопита в щелочно-ультраосновных массивах. Расс И.Т. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Исследовано распределение Mg, Fe, Ti в кристаллах флогопита из метасоматических колонок карбонатизации оливинитов и оливин-пироксеновых пород месторождений Ковдор, Одижинча, Кугда. Железистость повышается, а титанистость снижается от центра кристаллов к периферии; в метасоматических колонках железистость и титанистость понижаются по направлению к тыловым зонам. В метасоматических колонках карбонатизации меланефелинитов (Гули) и ийолитов (Ковдор) железистость и титанистость также понижаются к тыловым зонам, а в метасоматических колонках ийолитизации оливинитов (Ковдор) и карбонатизации оливин-мелилитовых пород (Гули) средняя железистость увеличивается, что коррелируется с повышением кремнекислотности. Для образования крупнозернистого маложелезистого флогопита, по-видимому, необходимы дифференциация щелочно-ультраосновных магм и длительное развитие метасоматических процессов, обуславливающее наложение карбонатизации на ранее сформированные метасоматические породы магматической стадии. Табл. 4. Илл. 1.

УДК 552.46+553.22:551.71 (571.56-13)

Закономерности размещения карбонатных и диопсидовых пород в архее Алдана. Черкасов Р.Ф. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Линзовидные тела карбонатных и диопсидовых пород занимают около 1% объема алданского архея, причем 90-95% этих пород заключены в джелтулинском горизонте, расположенном в верхней части разреза и объединяющем разнофациальные по латерали свиты: федоровскую (характерны диопсидовые породы с месторождениями флогопита и магнетита, доломитовые мраморы), джелтулинскую (кальцитовые мраморы), мугусканскую (диопсидовые породы с флогопитовыми месторождениями, доломитовые и кальцитовые мраморы). Табл. 2. Илл. 5.

УДК 553.89

Новые данные по геологии и генезису лазуритовых месторождений Прибайкалья. Воробьев Е.И., Матонин В.Н. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

На основе геологических и геохимических исследований лазуритовых месторождений и проявлений в Юго-Западном Прибайкалье установлено, что формирование лазуритовой минерализации является закономерным этапом эволюции сложных глубоко метаморфизованных толщ известково-магнезиальных мраморов, претерпевших мигматизацию и последующую пластическую деформацию. Источником вещества являлась вмещающая толща, а причиной развития процесса послужило внутреннее перераспределение вещества при наложении складчатости в регрессивный этап метаморфизма. Лазурит сформировался в результате биметасоматического взаимодействия алмосиликатных пород с мраморами при температуре около 650°C, при участии существенно сернистых по составу флюидов. Табл. 1. Илл. 4.

УДК 553.31+553.677.3

Особенности нерудных и рудоносных скарнов и причины скарнового оруденения. Мурзаев С.П. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Подчеркнуты существенные и постоянные различия роли и места нерудных минералов в скарнах. Предложен новый механизм образования скарнового оруденения, основанный на правиле Рикке. Рудные минералы перетрагаются из окружающих толщ или выпадают из растворов в скарнах или около них благодаря тому, что при скарнировании уменьшение объема пород в условиях жесткой среды приводит к местному уменьшению давления на твердую фазу и снижению растворимости минералов.

УДК 553.064.32:551.263+549.761.53 (575.1)

Формации магнезиальных скарнов Западного Узбекистана и их рудоносность. Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джамалетдинов Н.К., Мурадов З.М., Бабаджанов А.А., Еникеева Л.Н., Отрошенко В.Д., Крикунова Л.М. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.

Рассмотрены некоторые особенности формирования скарнов магнезиальной формации с вольфрам-молибденовым оруденением, образовавшихся за счет доломитов, доломитистых известняков и тонко переслаивающихся магнезиальных карбонатных пород, сланцев и известняков. Приведена минералогическая характеристика скарновых месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана. Установлено, что неизменные магнезиальные и апомагнезиальные известковые скарны практически безрудны; вольфрам-молибденовая минерализация локализована лишь в скарнах, интенсивно измененных и перекристаллизованных в стадию кислотного выщелачивания.

---

## ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

*Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию*

Редактор *Р.А. Амосов*. Редактор издательства *Т.А. Николаева*  
Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16081

Подписано к печати 05.02.80. Т. — 03925. Формат 60 x 90/16. Бумага офс. № 1.  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,3 + 0,3 вкл. Уч.-изд. л. 15,0.  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 974. Цена 2 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

3193